# PETROGENESE DES INTRUSIVKOMPLEXES VON BALLACHULISH, WESTSCHOTTLAND: KRISTALLISATIONSVERLAUF IN EINEM ZONIERTEN KALEDONISCHEN PLUTON

STEFAN WEISS

# PETROGENESE DES INTRUSIVKOMPLEXES VON BALLACHULISH, WESTSCHOTTLAND: KRISTALLISATIONSVERLAUF IN EINEM ZONIERTEN KALEDONISCHEN PLUTON

Dissertation
an der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig – Maximilians – Universität, München

vorgelegt von
Stefan WEISS
München, den 29. Oktober 1986

1. Berichterstatter: Prof.Dr. G.TROLL

2. Berichterstatter: Prof.Dr. L.MASCH

Tag der mündlichen Prüfung: 18. Februar 1987

Herstellung: Hieronymus Buchreproduktions GmbH, München

*Noch wunderlicher erschien ich diesem Begleiter, als ich auf allen seichten Stellen, deren der Fluß gar viele trocken läßt, nach Steinchen suchte und die verschiedenen Arten derselben mit mir forttrug.*

*Ich konnte ihm abermals nicht erklären, daß man sich von einer gebirgigen Gegend nicht schneller einen Begriff machen kann, als wenn man die Gesteinsarten untersucht, die in den Bächen herabgeschoben werden, und daß hier auch die Aufgabe sey, durch Trümmer sich eine Vorstellung von jenen ewig klassischen Höhen des Erdalterthums zu verschaffen.*

GOETHE's Erste Italienische Reise, Sizilien 1787.

*für die Füchsin*

# INHALTSVERZEICHNIS

Seite

*Vorwort* 1

*ABSTRACT* 2

KAPITEL I: EINFÜHRUNG 5

1.1 BRITISCHE KALEDONIDEN 5

1.2 KALEDONISCHER MAGMATISMUS 7

1.3 BALLACHULISH COMPLEX 12
1.3. 1 Rahmengesteine 12
1.3. 2 Frühere Bearbeitung 14
1.3. 3 Aktuelle Forschungsprojekte 16

KAPITEL II: GEOLOGIE UND MAGMENTEKTONIK DES BALLACHULISH COMPLEX 18

2.1 KONTAKTE ZUM NEBENGESTEIN 24

2.2 SCHOLLENMIGMATITZONEN 26

2.3 INTERNKONTAKTE UND HYBRIDZONEN 28

2.4 XENOLITHE, MINERALREGELUNG UND DEFORMATIONSTEXTUREN 33
2.4.1 Xenolithe 33
2.4.2 Mineralregelung und Deformationstexturen 37

2.5 JÜNGERE GÄNGE UND STÖRUNGSTEKTONIK 38

KAPITEL III: PETROGRAPHIE 41

3.1 MEGASKOPISCHE BESCHREIBUNG DER MAGMATITE 41

3.2 GITTERBEPROBUNG UND MODALANALYTIK 43

3.3 MODALE KLASSIFIZIERUNG DER BALLACHULISH – MAGMATITE 45

KAPITEL III (Fortsetzung)

3.4 DÜNNSCHLIFFMIKROSKOPIE DER TYPGESTEINE
Monzodiorit – – Quarzdiorit /Granit 47

3.4. 1 *PLAGIOKLAS* 47
3.4. 1 – 1 Habitus 47
3.4. 1 – 2 Zwillinge 47
3.4. 1 – 3 Zonarbau und Textur 49
3.4. 1 – 4 Optik 53
3.4. 1 – 5 Einschlüsse 57
3.4. 1 – 6 Deformation 58
3.4. 1 – 7 Entmischungen 58
3.4. 1 – 8 Verdrängung und Umwandlung 61

3.4. 2 *ALKALIFELDSPAT* 64
3.4. 2 – 1 Texturen 64
3.4. 2 – 2 Zwillinge und Zonarbau 64
3.4. 2 – 3 Optik und Al – – Si – Ordnungsgrad 64
3.4. 2 – 4 Einschlüsse 70
3.4. 2 – 5 Entmischungen 70

3.4. 3 *QUARZ* 77

3.4. 4 *ORTHOPYROXEN* 78
3.4. 4 – 1 Habitus und Textur 78
3.4. 4 – 2 Optik 78
3.4. 4 – 3 Einschlüsse 80
3.4. 4 – 4 Entmischungen 80
3.4. 4 – 5 Verdrängung und Umwandlungen 82

3.4. 5 *KLINOPYROXEN* 84
3.4. 5 – 1 Habitus 84
3.4. 5 – 2 Verzwillingung, Zonarbau und Optik 84
3.4. 5 – 3 Einschlüsse 86
3.4. 5 – 4 Entmischungen 87
3.4. 5 – 5 Verdrängung und Umwandlungen 90

3.4. 6 *AMPHIBOL* 90
3.4. 6 – 1 Amphibol – I (nach Cpx) 90
3.4. 6 – 2 Amphibol – II (nach Opx) 92

3.4. 7 *BIOTIT* 92
3.4. 7 – 1 Texturen 92
3.4. 7 – 2 Einschlüsse und Deformation 94
3.4. 7 – 3 Anlagerung an Amphibol und Verdrängung von Pyroxen 94
3.4. 7 – 4 Retrograde Umwandlungen 95

KAPITEL III (Fortsetzung)

3.4. 8 *APATIT* 96

3.4. 9 *ERZPHASEN* 96

3.4. 10 *ZIRKON* 97

3.4. 11 *TITANIT* 97

3.5 PETROGRAPHISCHE GLIEDERUNG DES BALLACHULISH COMPLEX 98

3.5. 1 Mafitverteilung 98

3.5. 2 Traverse des modalen Mineralbestandes 100

3.5. 3 Darstellung des Modalbestandes über Interpolationsflächen und Isolinienplots 102
3.5. 3 – 1 Methodisches 102
3.5. 3 – 2 Modale Verteilungsmuster 102

KAPITEL IV: MINERALCHEMIE UND GEOTHERMOMETRIE

4.1 MIKROSONDENANALYTIK 112

4.2 PHASENBEZIEHUNGEN UND GEOTHERMOMETRIE (1): PYROXENE 115

4.2. 1 $Fe^{3+}$ – Bestimmung 115
4.2. 1 – 1 Berechnung über Ladungsausgleich 115
4.2. 1 – 2 Mößbauer – Spektroskopie und Naßchemie 116

4.2. 2 Pyroxenchemismus, Kationenformel und Endkoomponenten 118

4.2. 3 Zellparameter (Augit) 118

4.2. 4 Pyroxen – Geothermometrie 119
4.2. 4 – 1 Methodik 119
4.2. 4 – 2 Projektion koexistierender Pyroxene 122

4.3 PHASENBEZIEHUNGEN UND GEOTHERMOMETRIE (2): FELDSPÄTE 131

4.3. 1 Chemismus koexistierender Feldspäte 131
4.3. 1 – 1 Plagioklas 132
4.3. 1 – 2 Alkalifeldspät 132

KAPITEL IV (Fortsetzung)

4.3. 2 Feldspat – Geothermometrie 133

4.4 CHEMISMUS UND STABILITÄT MAFISCHER HYDROXYLPHASEN 141

4.4. 1 Amphibol 141
4.4. 1 – 1 Chemismus der Amphibole 141
4.4. 1 – 2 Stabilitätsbereich der Amphibole 142

4.4. 2 Biotit 143

4.4. 3 T – $f_{O_2}$ – Thermobarometrie der Oxydphasen 146

4.5 SIMULATION DES KRISTALLISATIONSVERLAUFES IM DIORIT 152
4.5. 1 Stabilität mafischer Hydroxylphasen 152
als Funktion von T, $x_{H_2O}$ und $f_{O_2}$ 152
4.5. 2 Simulation des Kristallisationsverlaufes 153

KAPITEL V: GESAMTGESTEINS – GEOCHEMIE

5.1 RÖNTGENFLUORESZENZ – ANALYTIK 155

5.2 GEOCHEMIE DER HAUPTELEMENTE:
VARIATIONSDIAGRAMME UND I – / S – KLASSIFIZIERUNG 157

5.3 CIPW – NORMATIVKOMPONENTEN UND ABSCHÄTZUNG
VON SOLIDUSTEMPERATUREN 161

5.3. 1 CIPW – Normativkomponenten 161

5.3. 2 Abschätzung von Solidustemperaturen 162

5.3. 3 Isobares D.I./ T – Diagramm:
Phasenstabilität und Solidustemperaturen 165

5.4 LIQUIDUSTEMPERATUREN UND PYROXENSTABILITÄT 170

5.4. 1 Liquidustemperaturen der Feldspäte in Modellsystemen 170

5.4. 2 Pyroxenstabilität in Modellsystemen 172

KAPITEL V (Fortsetzung)

5.4. 3 Plagioklasstabilität in Modellsystemen 173

5.4. 4 Interpretation der Liquidusdaten: Orthopyroxen 174

5.5 GEOCHEMIE VON NEBEN – UND SPURENELEMENTEN 175

5.5. 1 Variationsdiagramme 175

5.5. 2 Regionale Verteilungsmuster: D.I., FM, Rb, $TiO_2$ 180

5.6 PETROGENETISCHE INTERPRETATION DER HAUPT – UND SPURENELEMENT – VERTEILUNG 184

5.6. 1 Differentiationsmechanismen 185

5.6. 2 Normalisierte Spurenelementverteilung 187
5.6. 2 – 1 ORG – Spektrum 188
5.6. 2 – 2 REE – Spektrum 191

KAPITEL VI: INTERPRETATION UND ZUSAMMENFASSUNG

6.1 PETROGRAPHISCHE ÜBERSICHTSKARTE 193

6.2 KONZEPT ZUR GENESE DER BALLACHULISH – MAGMEN 195

6.2. 1 Magmengenese 195

6.2. 2 Aufstieg der Ballachulish – Magmen in die Oberkruste 197

6.2. 3 Abkühlungsmodell des Ballachulish Complex 198
6.2. 3 – 1 Abschätzung des T/t – Pfades der Metasedimente 198
6.2. 3 – 2 Abschätzung des T/t – Pfades der Magmatite 199

6.3 INTRUSIVKOMPLEX VON BALLACHULISH: MAGMENTEKTONIK, WÄRMEMODELL UND KRISTALLISATIONSVERLAUF 201

6.3. 1 Magmentektonik 201
6.3. 1 – 1 Intrusion der Dioritsuite 201
6.3. 1 – 2 Intrusion des Granits 204

KAPITEL VI (Fortsetzung)

6.3. 2 Wärmemodell des Ballachulish – Komplexes 208

6.3. 3 Kristallisationsverlauf 212

6.4 AUSBLICK AUF ERGÄNZENDE FORSCHUNGSARBEITEN 215

LITERATURVERZEICHNIS 216

ANHANG: ANALYSENTABELLEN A – –

Tab. I PROBENLISTE (mit Erläuterung der Abkürzungen) A 1

Tab. II MODALANALYSEN (mit Erläuterung der Abkürzungen) A 4

Tab. III CHEMISCHE ANALYSEN
(Gesamtgesteine; mit Erläuterung der Abkürzungen) A 13

Tab. IV MIKROSONDENANALYSEN (mit Erläuterung der Abkürzungen) A 21

Tab. IVa Feldspäte A 21
Tab. IVb Pyroxene (Chemismus) A 30
Tab. IVc Pyroxene (Kationenformeln) A 37
Tab. IVd Amphibole A 41
Tab. IVe Biotit (+ Titanit) A 43
Tab. IVf Erzphasen A 45

## Vorwort

Ziel der vorliegenden Studie ist die weitgehende Rekonstruktion des magmatischen Kristallisationsverlaufes in einem gut aufgeschlossenen, kleinräumigen Intrusivkomplex, der sich anhand geologischer, petrographischer und geochemischer Untersuchungen modellmäßig definieren läßt.

Einer allgemeinen Einführung im ersten Kapitel folgend, zielen Kapitel II und III auf eine Erfassung und Darstellung geologischer und petrographischer *Basisdaten*, wobei die (qualitative) Interpretation möglichst begrenzt gehalten ist. Kapitel IV und V konzentrieren sich auf eine quantitative, petrologisch–geochemische Auswertung der im Anhang tabellierten Gesteins– und Mineralanalysen. Hier sind auch die im Text verwendeten Abkürzungen aufgeführt (S. A1, 4, 21). Das Kapitel VI ist auf eine Synthese und Interpretation aller präsentierten Daten ausgelegt.

Herrn Prof.Dr. G.TROLL möchte ich für die Anregung und Betreuung dieser Dissertation besonders danken.

Herrn Prof.Dr. H.G.HUCKENHOLZ danke ich für sein Entgegenkommen bei der Benutzung der Institutseinrichtungen.

Prof.Dr. L.MASCH
Dr. D.R.M.PATTISON
Dipl.Min. S.HEUSS–ASSBICHLER
Dr. K.T.FEHR
Dipl.Geol. R.SCHMIDT–THOMÉ
Dipl.Min. A.SAUERER

förderten diese Studie durch regen Gedankenaustausch und kritische Rezensionen.

Die *Deutsche Forschungsgemeinschaft* unterstützte die Arbeit finanziell.

## *ABSTRACT*

**Petrogenesis of Ballachulish igneous complex, W – Scotland: Crystallization sequence in a zonal Caledonian pluton.**

The igneous complex of Ballachulish, previously known as the *"Ballachulish Granite"*, is a composite calcalkaline pluton of lower Devonian age (412 ±28Ma). Post – tectonic emplacement of intermediate and acid magmas in regionally metamorphosed metasediments of the Scottish Dalradian produced a distinctive thermal aureole, with temperatures ranging from 450 to 840 ±50°C at a fluid pressure of 3 ±0.5 kb. The two – phase complex is composed of a zonal diorite envelope (with distinct flow – and deformation – foliation), surrounding a younger core of porphyric granite with hybrid margins. Interfaces resulting from the contrasting rheology and consolidation sequence of Ballachulish *"diorite"* and *"granite"* are represented either by *sharp intrusive contacts* between mesodiorites and granite or by *transition zones* indicating magma – mixing (±remobilization) of leucodiorite and hybrid granodiorite.

The approach and techniques used to reconstruct the igneous evolution of Ballachulish complex were entirely conventional, including basic 1:10,000 scale field mapping and sample collecting, thin section petrography, phase analysis with the electron microprobe (WDS – spectrometry), bulk rock XRF – analysis (WDS) and computer – supported evaluation of all data sets. Modal and chemical data are presented, via IPM plots and isoline mapping, as a function of areal distribution (geological position).

The trends of magmatic flow structures were deduced from the dimensional orientation of pelitic xenoliths and adcumulus – type minerals (Plg, Opx, Cpx ±Amph ±Bi). Combined with these trends, the distribution of mafic minerals allows a **subdivision of the diorite envelope** into four subzones:

(1) Opx – Cpx – MONZODIORITE (Qz <2.5vol%).

(2) Opx – Cpx – Qz – MONZODIORITE (Qz >3vol%).

These two *central* meladiorite zones *(1+2)* show a marked adcumulus fabric of plagioclase and pyroxenes. This is due to magmatic flow alignment along a cylindrical cooling front, moving subvertically towards the centre of the complex.

(3) Cpx – Amph – Qz – DIORITE (Cpx >1.5vol%).

(4) Bi – Amph – QUARTZDIORITE (Cpx <1.5vol%, mafics <20vol%).

Undeformed, partially – melted pelitic xenoliths are abundant only in the two *marginal* subzones *(3+4)*. These quartzdiorite zones were emplaced into metasedimentary country rocks via *lit – par – lit* – injection and *block – stoping*, locally associated with the formation of contact migmatites.

The emplacement of the **granite diapir** into still – liquid central parts of the diorite pluton was favoured by rotational shear movements and subsidences in the upper crust, probably associated with the extrusion of a hydrous

rhyodacitic magma (representing the residuum of fractional diorite crystallization *in situ* ). As a result of *in situ* – expansion of the granite, plagioclase ± biotite in already consolidated (but still ductile) *meladioritic* rocks suffered plastic deformation (besides locally restricted filter – pressing of residual alkaline liquids), these zones being subsequently dissected along *sharp contacts* by apophyses and rudimental ring – dykes of granodiorite. Due to low contrast in rheology between quartz – rich diorites in the periphery of the complex (still containing ≧30 – 35vol% residual liquid) and the granitic crystal mush in the centre, hybrid magma – mixing occurred in several *transition zones* separating granite and leucodiorite. Continued solidification proceeded to the very centre of the granite, where a pocket of highly differenciated cotectic melt solidified rapidly (possibly as a result of sudden release of fluid – pressure), forming a hat – shaped body of aplitic leucogranite with local Cu – Mo – dissemination.

Two – pyroxene geothermometry (LINDSLEY – ANDERSEN method), thermobarometry on Fe – Ti oxides and stability relations of ternary feldspars, amphiboles and biotite are used to define the crystallization sequence in monzodioritic and granitic systems as a function of bulk rock chemistry (including differentiation index *D.I.* ), phase composition, oxygen fugacity ($fO_2$ ) and initial water content of the magma ($H_2O^*$ ). Liquidus and solidus temperatures ($T_{L/S}$ ) of these systems are extrapolated from synthetic and natural systems using published experimental data. In plutonic rocks, temperature estimates by geothermometry ($T_x$ ) do not necessarily represent thermodynamic equilibrium data (stable liquidus), as partial *chemical* and *structural* reequilibration to (sub)solidus temperatures may take place: Both pyroxenes and oxides may show *granule exsolution* while pyroxenes and feldspars can be additionally modified by *lamellar exsolution* and *Al/Si – ordering.*

Due to metastable preservation of high – T states (preferentially in Opx + Akf) in *"dry"* Ballachulish rocks, available geothermometric data for hypersthene point to a minor, probably adiabatic, undercooling of the monzodiorite magma at the exposed level of emplacement (~ 10km, $T_E - T_x$ ~ 50°C). In the eastern and southeastern periphery of the complex, where a chilled margin indicates a largely liquid state of the initial magma, habit and composition of both pyroxenes suggest metastable crystallization from a strongly undercooled liquid ($T_E - T_x$ ~ 200 – 300°C).

A dynamic D.I.*i* T – model for the thermal history and isobaric crystallization sequence of Ballachulish complex comprises
(1) – – – **emplacement** of a relatively *"dry"* and mobile, convecting monzodioritic magma under a total pressure of **3** ± 0.5 kb (D.I. = 49 – 53; $H_2O^*$ ~ 1 wt%; $T_E$ ~ 1100 – 1050°C). Apparent crystallization temperatures for projected compositions (·) of **Opx** /Cpx – pairs (hypersthene: $en^{\cdot}_{63-65}\,fs^{\cdot}_{34-32}\,wo^{\cdot}_{2-4}$ /augite: $en^{\cdot}_{46-44}\,fs^{\cdot}_{11-14}\,wo^{\cdot}_{41-43}$) range from **1050** /1050 to **1020** /980 (± 60 /70) °C for megacrysts and from **840** /800 to **750** /730 °C in the groundmass of quartz – free pyroxene monzodiorites (normal facies). [Cr – ] Augite, [Mg – ] Hypersthene and andesine ($An_{35-27}$) lead the crystallization sequence, followed by apatite, ternary

alkali – feldspar ($Or_{65-60}Ab_{30-35}An_5Cn_1$; $T_x = 900 - 850 \pm 50^oC$), ilmenite and Ti – magnetite ($T_x = 880 \pm 80^oC$, with $f_{O_2}$ buffered near NNO). Blastic Ti – biotite and fibrous actinolite are subsolidus phases in this mesodioritic system (containing no CIPW – normative quartz; $T_s = 770 - 760 \pm 15^oC$ for $P_{H_2O} = 3kb$).
(2) – – – progressive **fractional crystallization** of monzodiorite via flowage differentiation (producing a subvertical adcumulus flow foliation), modified by assimilation of pelitic country rock only in marginal and roof zones, favours magma evolution to quartzdioritic compositions (D.I. 59 – – > 72; $H_2O^* = 1.5$ – – > 3wt%). As hypersthene and augite become unstable ($f_{O_2}$ buffered near MNO), biotite ($T_x = 850 \pm 40^oC$), actinolitic amphibole ($T_x \leq 750 \pm 50^oC$) and quartz ($T_x = 740 \pm 25^oC$) join the crystallization sequence as *liquidus phases*. Following the late crystallization of zircon ($T_x = 700 \pm 50^oC$) and interstitial alkali – feldspar ($Or_{80-75}Ab_{20-15}An_{3-1}Cn_{0.5}$), a fluid – saturation of the residual melt is first to be expected at 20 – 10°C above a solidus – temperature of $T_s = 690 - 680 \pm 10^oC$ (for $P_{H_2O} = 3kb$).
(3) – – – the possible extrusion of a water – rich rhyodacitic magma (T ~ 850 – 800°C) containig megacrysts of augite ± amphibole, zonal andesine – – oligoclase and biotite, is followed by the emplacement of a viscous, *"mushy"* **granite magma** (D.I. = 79 – 84; $H_2O^* = 3 \pm 0.5$wt%; $T_s = 670 \pm 10^oC$ at $P_{H_2O} = 3kb$) with 10 – 20 vol% Akf – megacrysts ($Or_{60-->75}Ab_{39-->23}An_{3-->0}Cn_{4-->1.5}$) as well as plagioclase ($An_{30-->15}$) and biotite ($T_x = 870 - 820^oC$, *intersecting* the Akf – liquidus; $f_{O_2}$ buffered near MNO). As crystallization and consolidation proceed towards the centre of the granite diapir, a residual cotectic rhyolite melt accumulates (D.I. = 91; $H_2O^*$ ~ 6 – 7wt%; $T_s \geqq 665 \pm 10^oC$ at $P_{H_2O} \leqq 3kb$), later forming the aplitic leucogranite (see above).

The geochemical pattern for **hypersthene diorites** points to a lower crust source region, consisting of intermediate Lewisian granulites underlying tectonically thickened continental crust (Dalradian and Moinian). The generation of monzodioritic magmas in central parts of the Scottish Caledonides suggests *rapid* heating and *extensive* melting of this granulite basement under high – T conditions (~ 1050 – 1150°C) and medium – range load – pressures (~ 16 – 17kb in a depth of 55 – 60km). The *S – type* composition of the **granite**, clearly contrasting with the *I – type* geochemistry of Ballachulish monzodiorite (where country – rock assimilation was *locally restricted*, occuring mainly at the *final* level of emplacement *in situ* ), points to a modification of this younger magma by *early* assimilation of upper – crustal metasediments.

# KAPITEL I: EINFÜHRUNG

## 1.1 DIE BRITISCHEN KALEDONIDEN: REGIONALER GEOTEKTONISCHER RAHMEN DES INTRUSIVKOMPLEXES VON BALLACHULISH

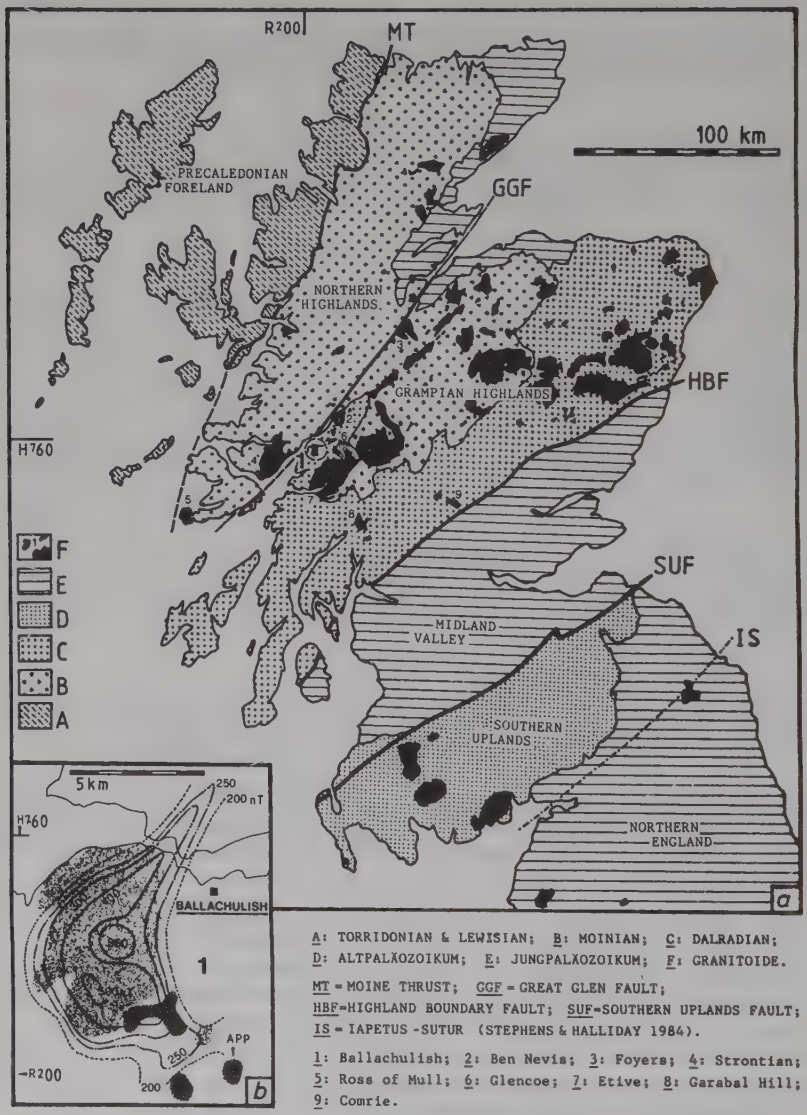
Der kalkalkalische Intrusivkomplex von Ballachulish liegt im Westteil der schottischen Grampian Highlands. Sie sind Teil des mächtigen Kaledonischen Orogens, das sich vom Nordwestteil der Britischen Inseln über Skandinavien und Ostgrönland bis in den Faltengürtel der nordamerikanischen Appalachen zieht.

Tektonische, regionalmetamorphe und magmatische Ereignisse der kaledonischen Orogenese i.w.S. überspannen einen Zeitraum von 110 Ma, der vom Oberkambrium bis zum Unterdevon reicht. Sie überprägten die NE – – SW streichende Geosynklinale der Britischen Kaledoniden, die entlang einer Schwächezone zwischen kontinentaler Kruste im Nordwesten (Metamorphite des Lewisian) und ozeanischer Kruste im Südwesten eingesenkt war und sich mit Ablagerungen des Moinian und Dalradian gefüllt hatte. Bereits während des unteren Ordoviz bildete sich am Südostrand dieses mächtigen Sedimentstapels ein Tiefseegraben (s.u.). Die mit alpinotypen Deckenüberschiebungen verbundene kaledonische Hauptphase im Ordoviz schloß den Iapetus – Ozean, wobei die Baltisch – Russische Tafel mit der Kanadisch – Grönländischen Plattform und der Hebriden – Masse zum nordatlantischen Old Red – Kontinent verschweißt wurden.

Die Kaledoniden Schottlands gliedern sich in vier strukturelle Haupteinheiten, wie eine von den Hebriden bis nach Nordengland reichende Traverse zeigt (Abb.1):

Die Nordwestgrenze des kaledonischen Orogens bildet die Moine Thrust. Entlang dieser flach nach Südwesten abtauchenden Störungsbahn sind mittel – bis jungproterozoische Metasedimente des Moinian der **Northern Highlands** auf ein Vorland aus Quarziten des Torridonian und archaischen Basisgneisen des Lewisian (Hebridenkristallin, 2800 – 1800Ma) überschoben (WATSON & DUNNING 1979). Der regionalmetamorph zonierte, orthotektonische Faltengürtel des nordwestlichen und zentralen schottischen Hochlandes ist durch mehrphasige Verformung mit Großfaltung und alpinotypen Deckenüberschiebungen äußerst komplex strukturiert (THOMAS 1979). Dabei entwickelte sich eine auf 510 – 480 Ma datierte Deformationssequenz $D_1 - - > D_4$ (DEWEY & PANKHURST 1970). Eine regional verbreitete Hauptschieferung muß also nicht "primär" sein ($s_1$), sondern kann ein aus mehreren älteren Scherflächen zusammengesetztes Strukturmuster darstellen (KING 1982, S.131).

**Abb.1a:** Strukturelle Haupteinheiten der Schottischen Kaledoniden mit Lage posttektonischer Granitoide (nach FROST & O'NIONS 1985, PANKHURST et al. 1982).
– **1b:** Ballachulish Igneous Complex, konturiert mit aeromagnetischen Isolinien (in Nanotesla); *APP* = Appinit – Störkörper (siehe 1.3.2).




A: TORRIDONIAN & LEWISIAN; B: MOINIAN; C: DALRADIAN; D: ALTPALÄOZOIKUM; E: JUNGPALÄOZOIKUM; F: GRANITOIDE.

MT = MOINE THRUST; GGF = GREAT GLEN FAULT; HBF=HIGHLAND BOUNDARY FAULT; SUF=SOUTHERN UPLANDS FAULT; IS = IAPETUS -SUTUR (STEPHENS & HALLIDAY 1984).

1: Ballachulish; 2: Ben Nevis; 3: Foyers; 4: Strontian; 5: Ross of Mull; 6: Glencoe; 7: Etive; 8: Garabal Hill; 9: Comrie.

In den **Grampian Highlands** südwestlich der Transversalverschiebung des Great Glen werden auch jungproterozoische bis unterkambrische Pelite des Dalradian, welche die Psammitserien des Moinian überlagern, an der Wende Kambrium/ Ordoviz von der kaledonischen Tektogenese ergriffen (*"Grampian event"*, 500 – 490Ma; HARTE et al. 1984) und zu einem 55 Kilometer dicken Deckenstapel verdichtet (DEMPSTER 1985).

Eine regionalmetamorphe, bereits 1893 von BARROW definierte Zonenfolge mit Chlorit – – Biotit – – Granat – – Staurolith – – Disthen (± Sill ± And ± Cord) umfaßt Nieder – bis Mitteldruckbereiche in grünschiefer – bis amphibolitfaziellen Metasedimenten des Dalradian. Generell nehmen die maximalen Metamorphosedrucke (3 – 10 kb) von Osten (Buchan – Region) nach Südwesten zu (Barrow – Region, ELLES & TILLEY 1930), während die maximalen Metamorphosetemperaturen (500 – 700°C) vom Südosten (Highland Boundary Fault) bis zu den Migmatitarealen im Norden und Nordwesten des Schottischen Hochlands steigen (FETTES 1979, DEMPSTER 1985).

Zwischen der Highland Boundary Fault (auf der Südgrenze der orthotektonischen Kaledoniden) und der bis in die Unterkruste reichenden Southern Uplands Fault ist der Grabenbruch des **Midland Valley** eingesenkt. Diese ehemalige Riftstruktur ist mit Sedimenten und Vulkaniten des Devons und Karbons gefüllt, die auf einer präkaledonischen Granulitbasis des Grenvillian lagern (ca. 1000Ma, WATSON & DUNNING 1979).

Die **Southern Uplands** der südlichen Grabenschulter bestehen aus niedrigmetamorphen Sedimentserien des Ordoviz und Silur, die nördlich der Iapetus – Sutur an das kaledonische Orogen angelagert wurden.

## 1.2 KALEDONISCHER MAGMATISMUS

Bei einer Synthese des kaledonischen Magmatismus ist die Lage der Schottischen Kaledoniden an einem sich aufgliedernden, aktiven Kontinentalrand zu berücksichtigen (*"destructive plate margin"*, PITCHER 1979). Dabei wurde der zwischen zwei Konvergenzzonen (der Moine – Überschiebung und der Iapetus – Subduktion) am Nordrand eines sich schließenden Ozeans liegende Krustenteil des *"Grampian Orogen"* eingeengt und gehoben, wie das plattentektonische Modell von WATSON & DUNNING (1979) in Abbildung 2 zeigt. Die zeitliche Abfolge orogener Prozesse ist in Abbildung 3 tabelliert (nach DEMPSTER 1985), während Details der Krustenstruktur unter dem Schottischen Hochland in Abbildung 4 dargestellt sind (SHACKLETON 1979).

Der kaledonische Magmatismus läßt sich in mehrere Phasen gliedern, die eine Zeitspanne von Mittelkambrium bis Unterdevon überstreichen. Zwei ältere, prä – bis syntektonische Magmatitgruppen (*"Older Granites"*, *"Migmatites"*; PANKHURST et al. 1982) mit Intrusionsaltern zwischen 550 und 480Ma umfassen

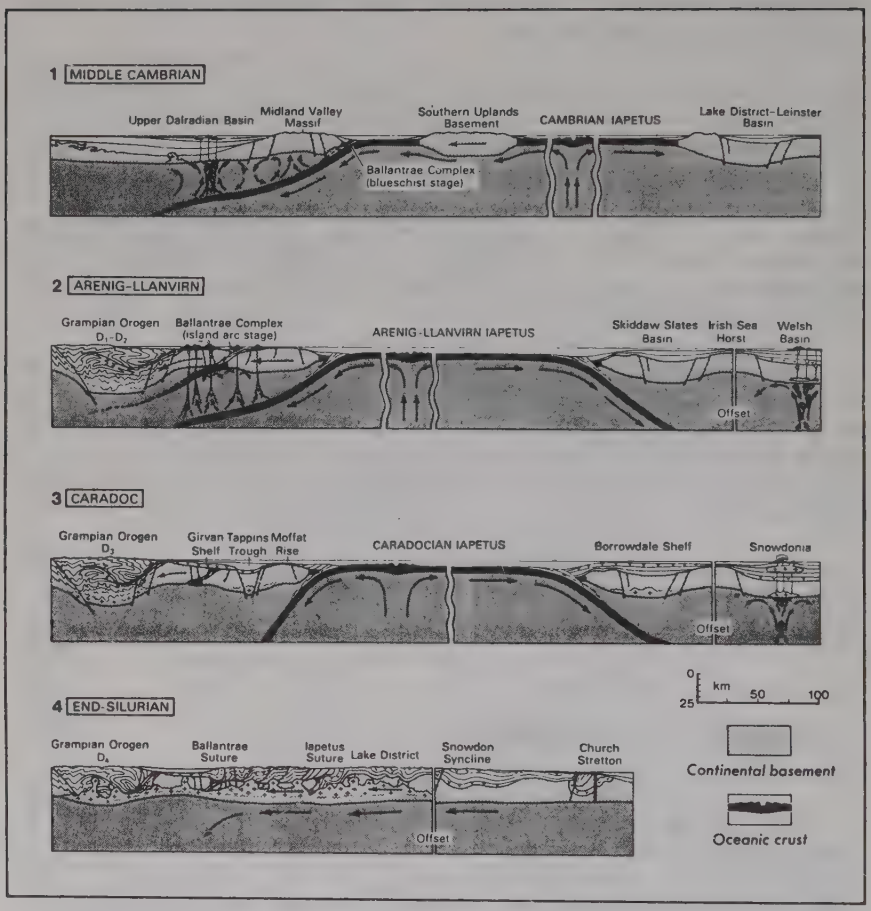



**Abb.2**: Plattentektonische Schemaprofile der Britischen Kaledoniden (NNW – SSE).

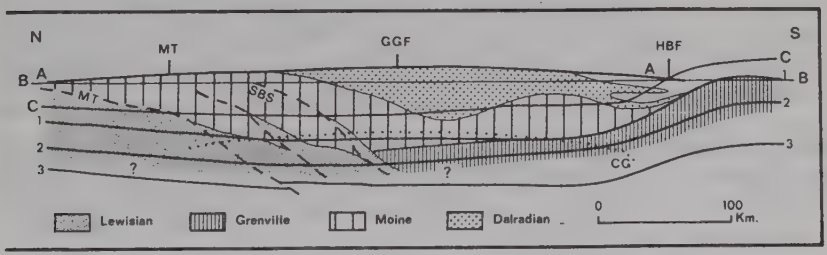
Die Modelle zeigen die orogenetische Entwicklung der Grampian Highlands nach Kollision der Southern Uplands – Scholle mit dem Krustenelement des Midland Valley, welches in den deformierten Schichtstapel des Moinian und Dalradian (mit seinen gedünnten, duktilen Basisserien) impaktiert.
In: WATSON & DUNNING (1979).

**Abb.3:** Zeitliche Abfolge struktureller und regionalmetamorpher Prozesse in den Grampian Highlands, nach DEMPSTER (1985).

| Zeit (Ma) | Hebungs-phasen | Strukturelle Ereignisse | Metamorphe Ereignisse | Magmatische Ereignisse |
|---|---|---|---|---|
| 520-490 | Lokale Hebung | Frühe duktile Faltung & Verkippung (Dalradian $D_3$) | Metamorphose (Dalradian) | Gabbros 'Older Granites' |
| 490-460 | ---------- Inaktivität ---------- | | | |
| 460-440 | Regionale Hebung (Abkühlung des Dalradian) | Späte Faltung (Dalradian $D_4$) Duktile Verformung (Moinian) | Metamorphose (Moinian) | Granitoide (Oberkruste) |
| 440-410 | ---------- Inaktivität ---------- | | | |
| 410-390 | Regionale Hebung (Abkühlung des Dalradian & Moinian) | Störungstektonik (Große Bruchstrukturen) | ?Metamorphose? (Unterkruste & Mantel) | Granitoide (Unterkruste) |

ref. DEMPSTER 1985

**Abb.4:** Rekonstruiertes schematisches Krustenprofil durch das Schottische Hochland während des Maximums der kaledonischen Regionalmetamorphose. In: SHACKLETON (1979).




AA, restored topographic surface; BB, sea level (Caledonian); CC, present topographic surface before erosion and isostatic recovery; CG, estimated upper limit of Caledonian granulite facies metamorphism; SBS, Sgurr Beag slide; MT, Moine thrust; GGF, Great Glen fault; HBF, Highland Boundary fault. 11 lower limit of material with velocities 6.2–6.25 km per sec. north of GGF; 6.0–6.05 km per sec, south of GGF; 22 lower limit of material with velocities >6.4 km per sec., 33 upper limit of lower crust (*c.* 7 km per sec.).

No vertical exaggeration; distribution of Grenville & Lewisian diagrammatic.

Metagabbros, Alkaligranite, Syenite, Pegmatoide und Migmatite. Sie entstanden durch lokale Anatexis jungproterozoischer **Oberkruste** (HARMON et al. 1984) während des Maximums der Regionalmetamorphose, welches im Norden früher als im Süden erreicht war (DEMPSTER 1985). Diese Oberkruste bestand aus Metasedimenten des Moinian mit tektonisch eingearbeiteten Basisgneisschuppen des Lewisian (KING 1982).

Die Hauptgruppe der *"British Caledonian Granitoids"* setzt sich aus post-tektonischen, kalkalkalischen Plutonen und Ringkomplexen zusammen, die zum überwiegenden Teil im schottisch – irischen Faltengürtel des **Dalradian** liegen (Abb.1). Diese Gruppe wird aufgrund ihrer Intrusionsalter (jünger als 440Ma) auch als *"Newer Granites"* (READ 1961) bzw. als *"Late Granitoids"* (STEPHENS & HALLIDAY 1984) klassifiziert.

Ultrabasische bis intermediäre, gasreiche Vorläuferphasen mit Olivinmonzoniten und Hornblendedioriten der *"Appinitsuite"* (BOWES & WRIGHT 1967, WRIGHT & BOWES 1979) bauen kleine Satellitenintrusionen und Explosionsschlote in der Peripherie größerer zonarer Kalkalkalikomplexe auf. Diese *"Newer Granites"* zeigen nicht selten eine charakteristische Abfolge mit Gabbrodioriten bis Granodioriten (Hüllzone) und Graniten (im Zentralbereich). Kontaktmetamorphe Aureolen können modellmäßig entwickelt sein (Ballachulish, Comrie, Lochnagar; PATTISON & HARTE 1984, PATTISON 1985), wobei die ältere regional-metamorphe Zonenfolge überprägt wird.

Zahlreiche Granitoide intrudierten noch in "heiße", plastisch deformierbare Rahmengesteine, die stellenweise kontaktanatektisch aufgeschmolzen wurden (*"Forceful Granites"* READ's). Die Platznahme anderer Plutone erfolgte jedoch auf relativ seichtem Niveau, wie Ringfrakturen mit Blocksubsidenzen und Calderabildungen (*"Cauldrons"* von Glencoe und Ben Nevis) sowie die genetische Verknüpfung mit Dioritporphyrit – Gangschwärmen und andesitisch – rhyodazitischen Laven der *"Lower Old Red Phase"* (400 – 380 Ma) zeigen (*"Permissive Last Granites"* READ's). Die vorgeschlagene Unterteilung jüngerer kaledonischer Granitoide in *"Forceful"* bzw. *"Permissive Last Granites"* durch READ (1961) erwies sich jedoch als nicht praktikabel, da sie Intrusionsalter und Platznahmeniveau (bzw. Intrusionsmechanismus) kombiniert.

Daher empfehlen PANKHURST et al.(1982) eine Klassifizierung der Magmatite ausschließlich auf der Basis absoluter Altersdaten (U/Pb – Zirkonalter, Rb/Sr – Gesamtgesteins – Isochronen) in ***"Newer Granites"*** (ca. **440 – 410**Ma) und in ***"Last Granites"*** (ca. **410 – 390**Ma).

Wie K/Ar – Glimmeralter und Spaltspurendaten ausweisen, war der Krustenbereich des Dalradian während der Intrusion der jüngsten kaledonischen Granite (in den Southern Uplands, Nordengland und Irland) vor 390 – 380 Ma bereits auf 225 – 200°C abgekühlt (PANKHURST et al. 1982, S.152). Selbst innerhalb der *"Last Granites"* Schottlands, zu denen nach HARMON et al. (1984) u.a. Ballachulish, Ben Nevis, Glencoe, Etive und Garabal Hill zählen, bestehen erhebliche **Stockwerksunterschiede** bezüglich des Platznahmeniveaus. Diese

auch von PATTISON (1985, S.443/444) diskutierten, anscheinend zeitabhängigen Niveauvariationen über vertikale Krustendistanzen von 5 – 6 Kilometern können den Rheologiekontrast zwischen Magma und Nebengestein – – – und somit den Platznahmestil – – – ganz erheblich beeinflussen (PITCHER 1979). Diese Thematik wird auch in der vorliegenden Arbeit angeschnitten (Kap. 6), wobei neueste Modellrechnungen DEMPSTER's (1985) berücksichtigt sind. Sie weisen auf **hohe**, *diskontinuierliche* Hebungsraten des Schottischen Dalradian hin, speziell im "kritischen" Zeitraum (410 – 390Ma) während der Intrusion der *"Last Granites"* (Erosionsrate ca. **0.5** mm/a; äquivalente Hebungsrate ca. 5km/ 10Ma).

Begünstigt wurde der spätkaledonische Magmatismus durch Krustendehnung (BROWN 1979) mit tiefreichender Bruchtektonik, die "trockene", refraktive Granulitserien der Unterkruste zergliederte. Dabei wurde **lokal** die *"thermisch – geochemische Isolation"* des zentralkaledonischen Krustenbereiches gegen seine Basis aufgehoben, welche noch während der Intrusion früher *"Newer Granites"* vorherrschte (JOHNSTONE et al. 1979) und sich **überwiegend** auf die Regenerierung kontinentaler Lithosphäre beschränkte. HARMON et al. (1984), HALLIDAY & STEPHENS (1984) und FROST & O'NIONS (1985) präsentieren umfangreiches Datenmaterial zur Isotopengeochemie posttektonischer kaledonischer Granitoide:

Die *"Younger Granitoids"* des Schottischen Hochlands (440 – 390Ma, *"Argyll Suite"*) zeigen eine Ausgangszusammensetzung
**(1)** entsprechend mafischer bis intermediärer, extrem mit **Sr** und **Ba** angereicherter **granulitischer Unterkruste** des (?) Mittelproterozoikums ($^{18/16}O = 8 - 10^{o}/_{oo}$, $^{87/86}Sr_{I} = 0.7020 - 0.7070$),
**(2)** modifiziert durch Kontamination mit mittel – bis jungproterozoischer Oberkruste, speziell Metasedimenten des Dalradian ($^{18/16}O = 8 - 16^{o}/_{oo}$, $^{87/86}Sr_{I} \geq 0.7100 - 0.7150$). Der Anteil der Oberkrustenkontamination, die sich auch in der "Vererbung" älterer, detritischer Zirkonpopulationen äußern kann (PIDGEON & AFTALION 1978), erreicht in der Quarzdioritzone des 400 Ma alten Etive Complex (Nr.7 in Abb.1) etwa **25** Wt%, wie Sr – Nd – Pb – Isotopenuntersuchungen zeigten (FROST & O'NIONS 1985).
Bei der Genese der *"Younger Granitoids"* ist in **begrenztem** Umfang auch lithosphärisches Mantelmaterial beteiligt, entweder als untergeordnete *"Mantelkomponente"* initialer Magmen (PANKHURST et al. 1982, S.187) oder als effektiver Wärmelieferant zur Aufschmelzung und Assimilation kontinentaler Unterkruste (HARMON et al. 1984, FROST & O'NIONS 1985).

Dagegen weisen die jüngsten, unterdevonischen Plutone südlich der Highland Boundary Fault (Southern Uplands und Nordengland) sowohl höhere Mantelanteile (oder subduzierte ozeanische Kruste) als auch assimilierte altpaläozoische Geosynklinalsedimente der Oberkruste auf.

## 1.3 BALLACHULISH IGNEOUS COMPLEX, WESTERN GRAMPIAN HIGHLANDS

### 1.3.1 GEOGRAPHISCH – STRUKTURELLER RAHMEN

Der Intrusivkomplex von Ballachulish liegt im Westteil der Grampian Highlands, nur 15 km südwestlich des Ben Nevis Massivs (1343m) bei Fort William. An der Nord – und Westgrenze des 8*4.5 km messenden Intrusivgebietes verlaufen die fjordähnlichen Meeresarme des Loch Leven und des Loch Linnhe (der von der Great Glen Fault durchzogen wird). Das glazial stark überprägte Gebiet mit seinen Karen und breiten U – Tälern (*"Coires"* & *"Glens"*, mit Moränenüberdeckung und Nadelwaldplantagen) ist oberhalb 200 – 300 m Meereshöhe bis auf die Hochplateaus (Creag Ghorm, 723m) und in die Gipfelbereiche des Sgorr Dhonuill (1001m) und des Sgorr Dhearg (1024m) sehr gut aufgeschlossen.

Die Rahmengesteine des Intrusivkomplexes bestehen aus jungproterozoischen Metasedimenten des Lower Dalradian. Eine Übersicht der Stratigraphie und Struktur dieser Serien gibt PATTISON (1985). Ihre Lithologie umfaßt wechsellagernde Kalksteine und Dolomite (Ballachulish & Appin Limestone), Sandsteine (Appin Quartzite), Siltsteine (Appin Semipelite) und Tone (Leven Schists, Ballachulish Slate und Appin Phyllite). Die Sedimentation erfolgte weitgehend in Flachwasser – Schelfbereichen, wie Kreuzschichtung, gradierte Schichtung und Rippelmarken im Quarzit und in Karbonaten der Appingruppe zeigen.

Im Metasedimentrahmen des Ballachulish Complex manifestierte sich nur ein einziges kaledonisches Deformationsereignis ($D_1$ oder $D_2$) unter Ausbildung steilstehender, NE – – SW streichender Großstrukturen mit nordwestvergenten Isoklinalfalten und Überschiebungsbahnen (*Ballachulish slide* ), wie das Blockbild in Abbildung 5 schematisiert (THOMAS 1979). Eine ausgeprägte, axial planare Hauptschieferung ($s_1$ oder $s_2$) durchsetzt pelitische und semipelitische Gesteinseinheiten. Jüngere Deformationen ($D_3$ und $D_4$) führen zu **kleinräumiger** Verfältelung ("Knitterung") des sedimentären Lagenbaues und der Hauptschieferung, ohne jedoch die Großstrukturen wesentlich zu modifizieren. Da jedoch noch unklar ist, ob sich die tektonischen Hauptstrukturen im Ballachulish – Gebiet mit dem kaledonischen Deformationsereignis $D_1$ oder $D_2$ korrelieren lassen (PATTISON 1985, S.22), werden sie hier auf "$D_1$" bezogen (Hauptschieferung "$s_1$"), analog zur Interpretation THOMAS' (1979).

Details der regionalmetamorphen Zonenfolge im Schottischen Hochland (einschließlich der Serien zwischen Ballachulish und Etive) beschreiben ELLES & TILLEY (1930). **Generell** ist ein Zunahme des Metamorphosegrades nach Süden festzustellen (Chlorit – – > Biotit – – > Granat). PATTISON (1985) weist jedoch darauf hin, daß die Übergänge zwischen den einzelnen Zonen keine "Isograden" darstellen (sondern ***Bänder*** im PTx – Raum), da speziell die Granatstabilität stark vom Bauschchemismus des Nebengesteins abhängig ist (was den "anomalen" Verlauf der Granatzone erklärt; PATTISON 1985, S.30).

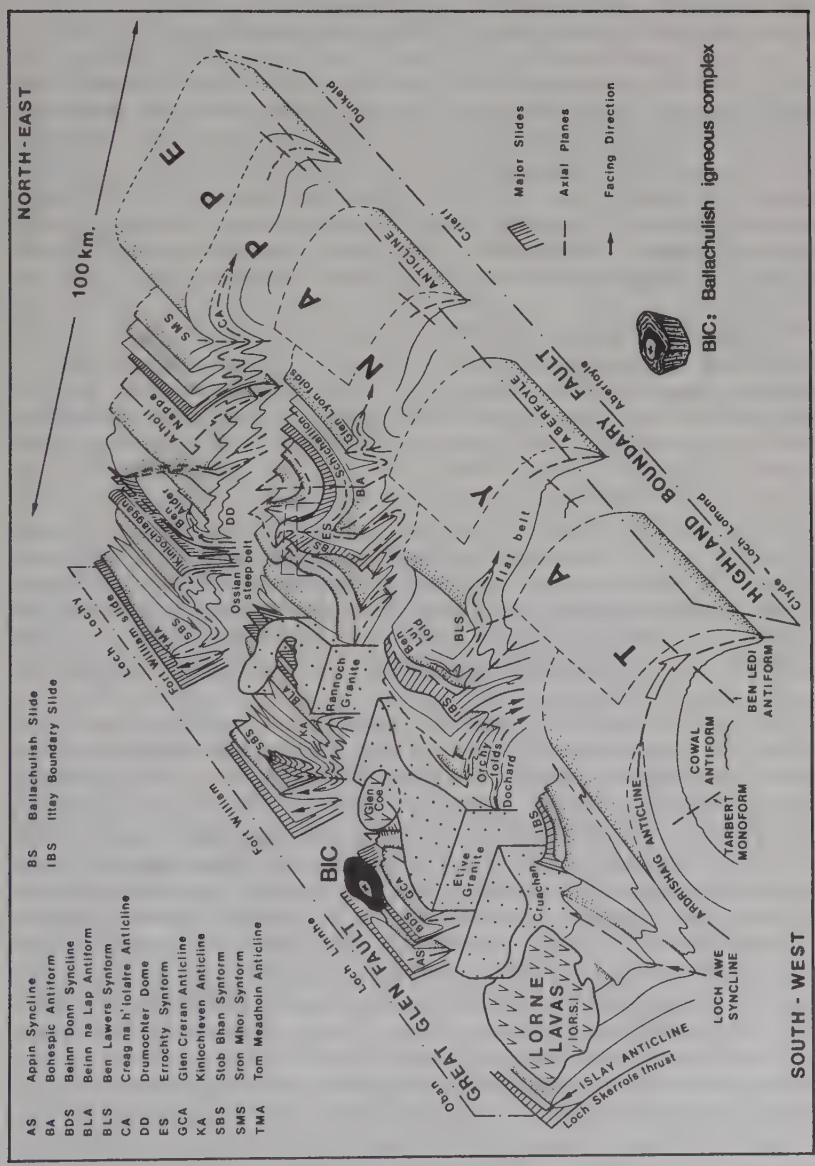



Abb.5: Großfaltenbau und Deckenstrukturen der südwestlichen Grampian Highlands. In: THOMAS (1979).

### 1.3.2 FRÜHERE BEARBEITUNG

Der Ballachulish Igneous Complex wurde bereits mehrmals untersucht, wobei die petrographisch – geochemische Bearbeitung allerdings meist nur "stichprobenartig" erfolgte und bis in jüngste Zeit nur wenige Details publiziert waren.

Um die Jahrhundertwende kartierten J.GRANT WILSON und T.LAWRIE den Südwesten des Schottischen Hochlands (*"Geology of Ben Nevis and Glen Coe"*, Sheet 53, 1:63.360, *Brit.geol.Survey*). Dabei wurde das Ballachulish – Massiv in eine ältere *"Randzone aus Quarzdiorit oder Tonalit"* und einen jüngeren, zentralen *"pink granite"* bzw. *"Adamellit"* gegliedert (BAILEY & MAUFE 1960). Erste petrographische und geochemische Untersuchungen befaßten sich mit Kontakthybridisierung (*"white granite"* – Randfazies, WALKER 1924) und der Assimilation quarzitischer bis karbonatischer Xenolithe (MUIR 1953a + b).

MILLER & BROWN (1965), HARPER (1967) und BROWN et al. (1968) veröffentlichten radiometrische Daten für vier Biotitproben und ein Biotit – Hornblende – Konzentrat der Quarzdiorite: K – Ar – Schließungsalter für Biotit streuen zwischen 423 ± 19 und 395 ± 18Ma (Mittel = 411 ± 9Ma für 280 ± 40°C), während die "Hornblende" ein anomales Minimalalter von 387 ± 6Ma ergibt (vermutlich aufgrund von Kontamination mit **Augit** ± Erz, siehe 3.4.6 – 1). Mit **414** ± 18Ma sind **thermo**metamorph gebildete Biotit – Porphyroblasten des Ballachulish Slate (400 – 500m nördlich des Intrusivkontaktes am Loch Leven) signifikant jünger als **regional**metamorpher Biotit in Levenschiefern (**444** ± 19Ma; HARPER 1977, S.54 + 55).. An Titaniten der nordwestlichen Quarzdiorithülle mit gemessene Spaltspurenalter (**395** ± 19Ma) entsprechen Abkühlungstemperaturen von **225** ± 15°C (HURFORD 1977, S.278 – 281), unterhalb derer sich post**magmatischer** und regional**metamorpher** Temperaturverlauf angleichen (6.2.3).

Das *Institute of Geological Sciences* (IGS) publizierte in den Jahren 1965 und 1978 aeromagnetische und gravimetrische Karten Schottlands und Nordenglands. Über den Magmatiten von Ballachulish weist die Aeromagnetikkarte eine deutliche zonare Anomalie aus, die vor allem im Südwesten durch größere Störkörper (Basite der Appinitsuite) modifiziert ist. Die magnetische Totalintensität erreicht über mesokraten Hypersthendioriten des Glen Duror (Abb.10) einen Maximalwert von 500 nT, sinkt jedoch über dem zentralen Granitkern auf unter 300 nT (Abb.1b). Das symmetrische Umlaufen der 250 nT – Isolinie **quer** über den Westkontakt läßt auf eine Unterlagerung der Metasedimentserien (Appinquarzit – Antikline) durch magmatisches Material (Quarzdiorite) schließen, wie auch geologische und magnetische Felddaten zeigen (Kap. 2.1; MEISSNER & RABBEL 1985). Trotz signifikanten Dichtekontrastes zwischen Magmatiten und Nebengestein liegt die residuale Bouguer – Schwere bei ± 0 mgal; bei einer Filterung zur Entfernung "seichter" Störkörper verschwindet die aeromagnetische Anomalie ebenfalls (± 0 nT; PANKHURST et al. 1982, S.181 – 183). Dies deutet auf eine nur **begrenzte** Tiefenerstreckung bei isometrisch – diapirischer Form des zweiphasigen Intrusivkomplexes von Ballachulish. Selbst die Diorithülle scheint keine **tiefreichende** Wurzelzone (mit möglichen basischen Kumulatserien) zu besitzen,

wie die laminare Internstruktur der Hypersthendioritzone zeigt, welche subvertikal – kegelförmig zum Zentrum des Komplexes hin einfällt (Abb.8). Somit ist eine Tiefenaufweitung zu batholitischen Dimensionen auszuschließen, wie sie für die Plutone im Ostteil des Schottischen Hochlands, in den Southern Uplands und in Irland typisch ist (PANKHURST et al. 1982, S.182).

Im Rahmen des *"Mineral Reconnaissance Programme"* wurde 1978 ein Cu – Mo – vererzter "Mikroadamellitstock" (im Zentralbereich des Intrusivkomplexes) und seine nähere Umgebung detailliert prospektiert und 1979 eine Bohrung abgeteuft. EVANS et al. (1979) untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse in den Graniten dieser Zone. HASLAM & KIMBELL (1981) präsentierten Haupt – und Spurenelementanalysen von 14 Granitproben; Rb – Sr – Isochronen geben Altersdaten von **406** ± 34Ma (mit initialem $^{87/86}Sr = 0.70398$) für elf "Adamellit" – Proben (Monzogranit – Normalfazies) und von 418 ± 77Ma ($^{87/86}Sr = 0.70419$) für drei **hydrothermal** überprägte Mikrogranitproben. Konzentration und Chondrit – normalisierte Verteilung Seltener Erden (REE) in beiden Granittypen (mit La = 55 – 36ppm, sehr kleiner negativer Eu – Anomalie und mäßiger Dy – Verarmung) ähneln den – – – allerdings deutlich basischeren – – – Magmen von Strontian und Foyers (PANKHURST et al. 1982, S.187). Dies spricht nach HASLAM & KIMBELL (1981) entweder für **primär** höhere REE – Konzentrationen im Ausgangsmagma (Mantelkomponente?) oder für eine weniger effektive Magmenfraktionierung.

HARMON (1983) und STEPHENS & HALLIDAY (1984) klassifizieren die kalk-alkalischen Magmatite von Ballachulish als *"(Caledonian) I – type"*, die mit ihren hohen **Sr** –, **Ba** – und K – Werten einen typischen Vertreter der posttektonischen *"Argyll Suite"* im Südwesten des Schottischen Hochlands repräsentiert (Proben "BSH58 – 61" in STEPHENS & HALLIDAY 1984, S.5). Zwei Proben aus dem Nordwestteil der **Quarzdiorit**hülle (mit zahlreichen Pelitxenolithen) ergaben Rb – Sr – Gesamtgesteinsalter von **410**Ma mit initialem $^{87/86}Sr$ – Verhältnis von **0.70424** – 0.70433 und $^{18/16}O = +7.8$ bis $+8.1\,^{o}/_{oo}$ HARMON & HALLIDAY 1980, HARMON 1983). HOERNES et al. (1985) präsentieren H – und O – Isotopendaten der gesamten Ballachulish – Intrusivsuite (D/H = – **72** bis – **51**$^{o}/_{oo}$; $^{18/16}O = +7.7$ bis $+10.4\,^{o}/_{oo}$, Abb.29) und ihrer Rahmengesteine. Die Daten weisen darauf hin, daß die Magmatite im Subsolidusbereich von keiner wesentlichen meteorisch – hydrothermalen Umwandlung beeinflußt waren und eine Fluidmigration selbst in **pelitische** Rahmengesteine nur in begrenztem Umfang erfolgte, ein *"hydrothermal convective system"* also **nicht** existierte (PATTISON 1985, S.438 und A.MATTHEWS/Cambridge, pers.Mitt. im März 1986). Die Variationsbreite von $^{18/16}O$ im Quarzdiorit (8.1 – 9.6$^{o}/_{oo}$) scheint verschiedene Grade kombinierter **fraktionierter Kristallisation** und Pelit – **Assimilation** widerzuspiegeln.

Die thermobarometrische Auswertung zahlreicher Mineralreaktionen (1983 – 1986, s.u.) in Peliten und kieseligen Karbonaten der Kontaktaureole führte zu Druckabschätzungen von **2.9** ± 0.6kb (PATTISON 1985, S.430ff.) und **3.1** ± 0.4kb (MASCH & HEUSS – A. 1986), entsprechend 9 – 10 Kilometern sedimentärer Überdeckung während der Platznahme des Intrusivkomplexes von Ballachulish.

## 1.3.3 AKTUELLE FORSCHUNGSPROJEKTE

In den Jahren 1981/1982 begann eine Serie multidisziplinärer Forschungsprojekte im Bereich des Ballachulish Complex und seiner thermometamorphen Aureole. Der Vorschlag zur Untersuchung dieses Gebietes stammte von Prof.Dr.G.VOLL/Köln und Prof.Dr.B.HARTE/Edinburgh. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) unter Koordination von Prof.Dr.F.SEIFERT/Kiel ermöglichte im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes *"Kinetik gesteins- und mineralbildender Prozesse"* eine mehrjährige finanzielle Förderung zahlreicher Projekte, darunter auch der vorliegenden Arbeit.

Sie soll als Modellstudie zur Petrogenese eines geologisch-petrographisch gut definierbaren, kalkalkalischen Ringkomplexes dienen, unter besonderer Berücksichtigung des **magmatischen Kristallisationsverlaufes**. Zwischenergebnisse dieser Forschungsarbeiten wurden bereits in Kurzform referiert (TROLL & WEISS 1984, 1985; WEISS & TROLL 1985).

Der freie, großzügige Informationsaustausch mit Dr.D.PATTISON/Chicago und kritische Diskussionen mit zahlreichen Mitgliedern der Arbeitsgruppen *"Ballachulish"* förderten das Verständnis regionaler petrogenetischer Zusammenhänge und lieferten wertvolle Anregungen zu dieser Dissertation. Sie wurde von Prof.Dr.G.TROLL/München betreut, wofür ich ihm besonders danken möchte.

Die folgende Aufstellung nennt Projektgruppen und **Arbeitstitel** der (z.T. noch laufenden) Forschungsvorhaben, die sich speziell mit der Thematik ***Ballachulish*** befassen und wichtige Basisdaten zu dieser Dissertation beisteuerten:

(1) D.R.M.PATTISON (Edinburgh, Chicago):
*"Petrogenesis of pelitic rocks in the Ballachulish thermal aureole"*.
Ergebnisse dieser detaillierten Modellstudie sind großenteils publiziert (PATTISON & HARTE 1984; PATTISON 1985; PATTISON 1986, in prep.).

(2) L.MASCH & S.HEUSS-ASSBICHLER (München):
*"Reaction mechanisms, mass transport and Tx-gradient during heterogenous reactions in siliceous carbonates in the Ballachulish thermal aureole"*.

(3) P.METZ, W.BAYH, W.HEINRICH & M.GOTTSCHALK (Tübingen):
*"Experimental investigation of kinetics and mechanisms in the system* $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ *at various fluid pressures, including numeric calibration to fluid pressures of 2-3kb"*.

(4) H.FUESS, L.SCHRÖPFER & H.FEUER (Frankfurt):
*"TEM – study on exsolution textures in pyroxenes from Ballachulish igneous complex and comparison with experimental data".*

(5) H.KROLL (Münster/W.), C.KRAUSE (Karlsruhe) & G.VOLL (Köln):
*"Structural and textural variation of (K,Na) – feldspars in the Ballachulish contact aureole".*

(6) G.BUNTEBARTH (Clausthal – Zellerfeld):
*"Thermal modelling of Ballachulish igneous complex and its aureole, including heat – conductivity measurements and evaluation of cooling rates".*

(7) R.MEISSNER & W.RABBEL (Kiel):
*"Magnetic mapping and seismic investigations of intrusive rocks, Ballachulish area".*

(8) S.HOERNES (Bonn),
R.HARMON & S.MacLEOD (Dallas):
*"Stable isotope geochemistry of Ballachulish igneous complex and its contact – metamorphic aureole".*

# KAPITEL II: GEOLOGIE UND MAGMENTEKTONIK DES BALLACHULISH COMPLEX

Von Oktober 1981 bis Juni 1984 wurde der 35km$^2$ große Intrusivkomplex von Ballachulish im Maßstab 1:10.000 geologisch kartiert und detailliert beprobt (Kartenübersicht Abb.6 und Ausschnitte Abb.9 – 11). Die Strukturkarte der Abbildung 18 faßt alle Basisdaten zusammen, die im Gelände und an mehr als 180 orientiert entnommenen Handstücken gewonnen wurden.

Ziel dieser Vorarbeiten war eine petrographische Feingliederung der kaledonischen Intrusivsuite, speziell der komplexen Diorithülle. Wie Abbildung 6 zeigt, umgibt sie U – förmig einen relativ homogenen, porphyrischen Granitkörper (mit hybriden Randzonen).

Zur besseren Übersicht ist den folgenden Abschnitten zu Geologie und Magmentektonik eine schematische Aufstellung aller am Aufbau des Intrusivgebietes beteiligten Magmatite vorangestellt, einschließlich der Gesteinsbezeichnungen durch andere Autoren:

| BAILEY & MAUFE, 1960 | HASLAM & KIMBELL, 1981<br>MUIR, 1950 | Diese Arbeit | Magmentektonische Gliederung<br>(diese Arbeit) |
|---|---|---|---|
| "appinite suite" | appinitic diorite | 'Appinit'<br>(Amph-DIORIT)+++ | Schlotbrekzien und kleine stockförmige Körper (Vorläuferphase) |
| "grey quartz-diorite" | pyroxene mica diorite | 'Hypersthendiorit'<br>(Opx-Cpx-MONZODIORIT) | Subzonen++ der dioritischen Hauptphase I |
| | quartz diorite | 'Diorit'<br>(Opx-Cpx-Qz-MONZODIORIT) | (steilstehende Halbschalen, z.T. mit interner cone-sheet+ Fluidalregelung) |
| tonalite | granodiorite | 'Quarzdiorit'<br>(Cpx-Amph-QUARZDIORIT)<br>(Bi-Amph-QUARZDIORIT) | |
| "pink granite" | adamellite | 'Granodiorit'<br>(hybrider Monzogranit)<br>'Monzogranit'<br>(MONZOGRANIT-Normalfazies) | Subzonen der granitischen Hauptphase $II_A$<br>(Diapir, hybride Randzonen und periphere ring-dykes+) |
| | microadamellite | 'Mikrogranit'<br>(MONZOGRANIT, felsitisch) | Spätphase $II_B$<br>(zentraler Lakkolith und lokale Flachgänge) |
| felsite | - - - - - - - | 'Rhyolith'<br>(Rhyolith bis Quarzporphyr) | Nachphase<br>(Gänge, z.T. als cone-sheets+) |
| porphyrite | microdiorite | 'Porphyrit'<br>(meist Quarzdiorit-Porphyrite i.w.S.) | Spätkaledonische Gangschar, schneidet diskordant durch alle Magmatite des Ballachulish Complex. |

'-' =Feldbezeichnung

+Nomenklatur nach ANDERSON, 1936.

++Subzonen sind durch fließende fazielle Übergänge getrennt!

+++petrograph. Nomenklatur nach IUGS, 1973(Kap. **3.3**).

**Abb.6:** Vereinfachte *GEOLOGISCHE FELDKARTE DES INTRUSIVKOMPLEXES VON BALLACHULISH.*
Markiert sind die Kartenausschnitte der Abbildungen 9 – 11. Die Legende zu diesen Detailkarten findet sich hinter Abbildung 8.

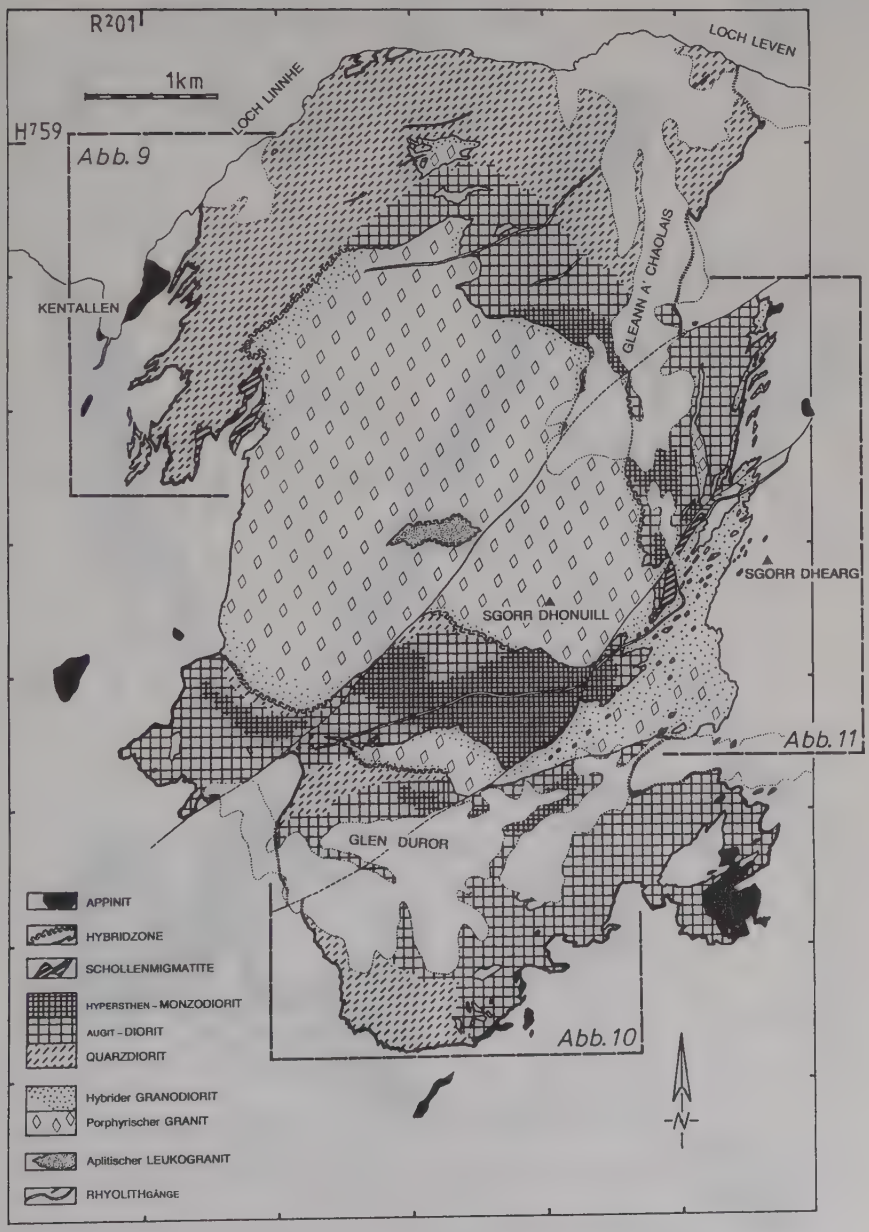
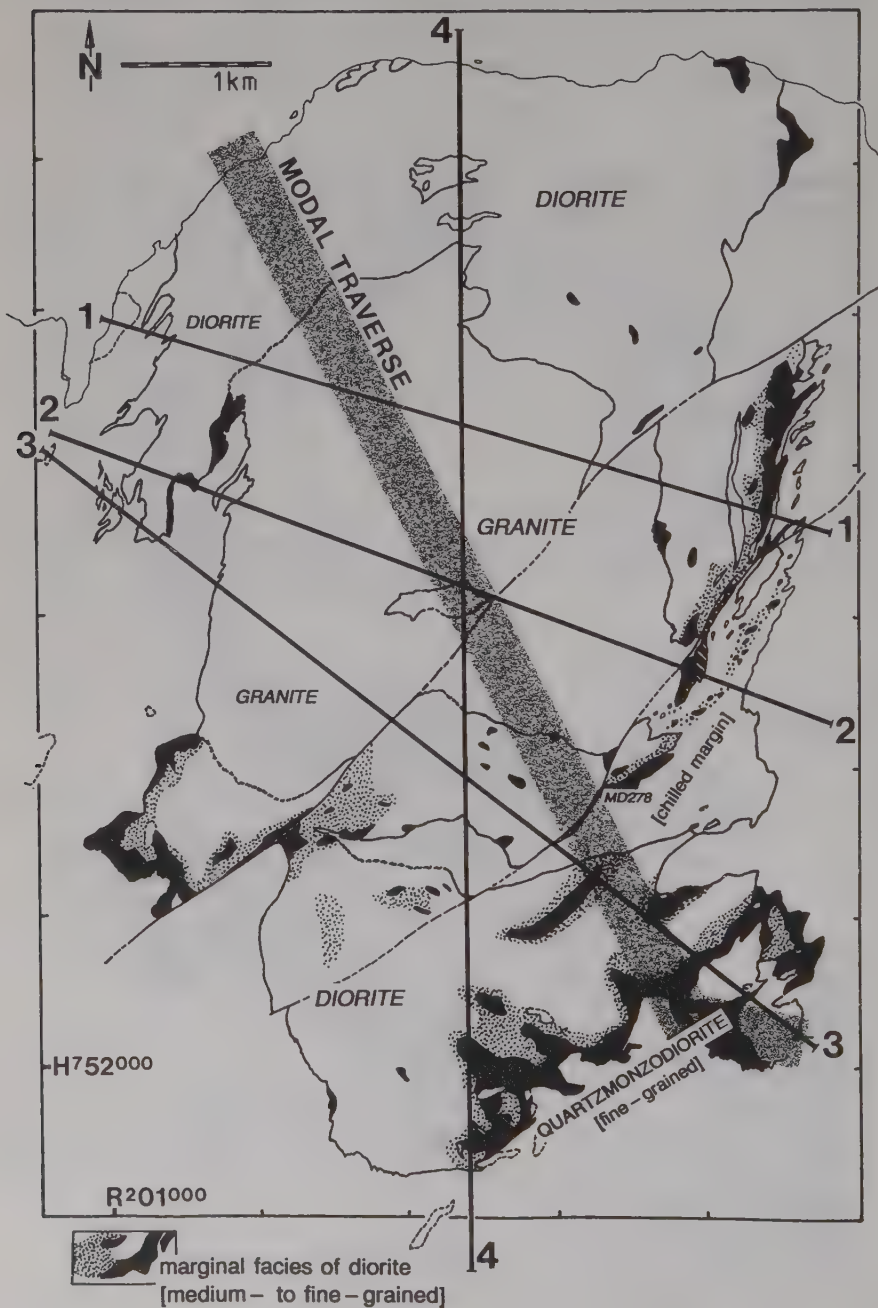


**Abb.7:** Lage der geologischen Profile *1–4* (Abb.8) und der Traverse des modalen Mineralbestandes (Abb.52). Die mittel– bis feinkörnige Randfazies der Diorithülle ist punktiert bzw. schwarz hervorgehoben. Zur Lithologie siehe Abb. 6.



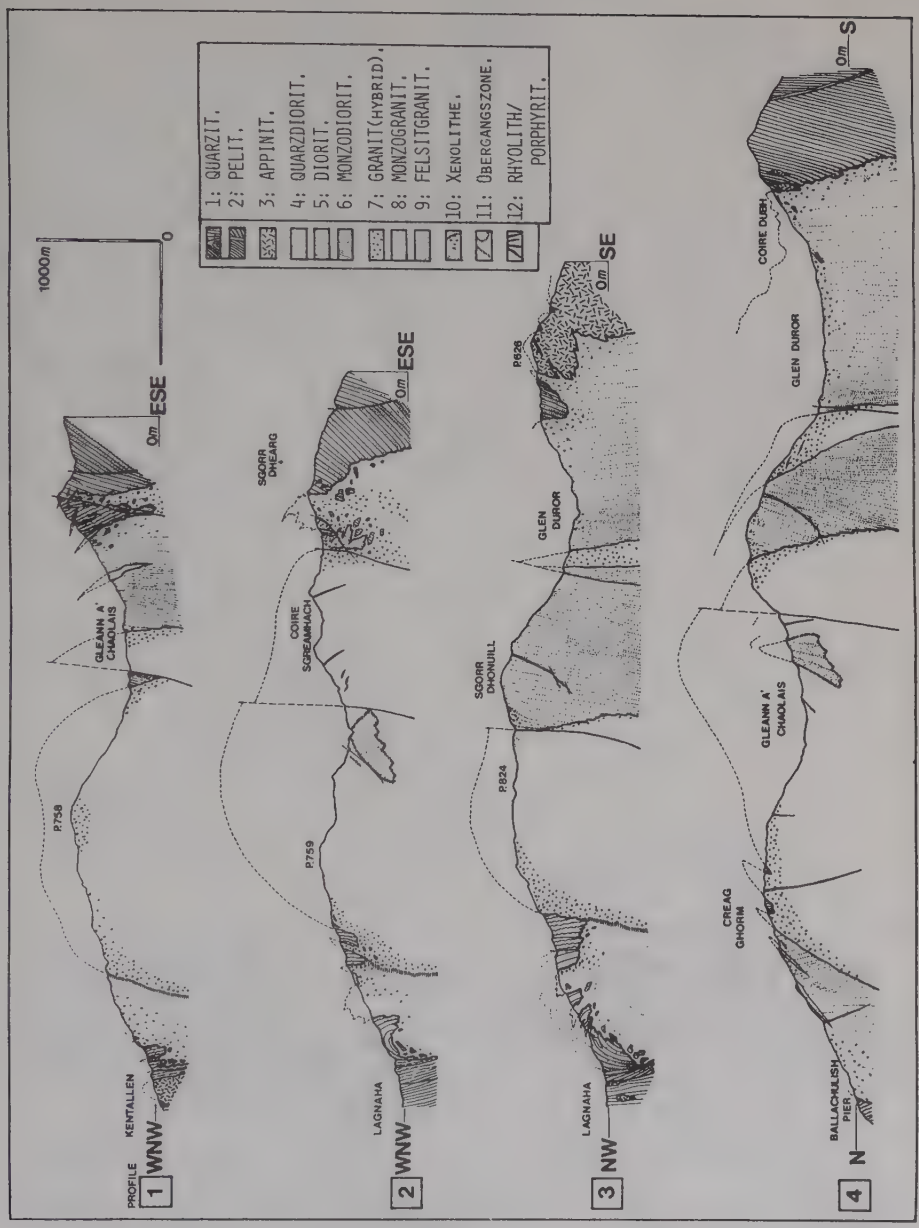
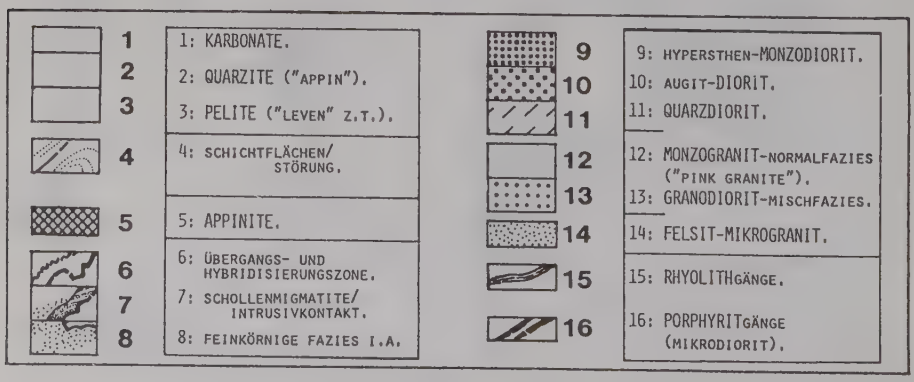



Abb.8: Ballachulish Igneous Complex: Geologische Profile 1 – 4.

Legende zu den Abbildungen 9 – 11 (Detailausschnitte der geol. Feldkarte/ Abb.6).



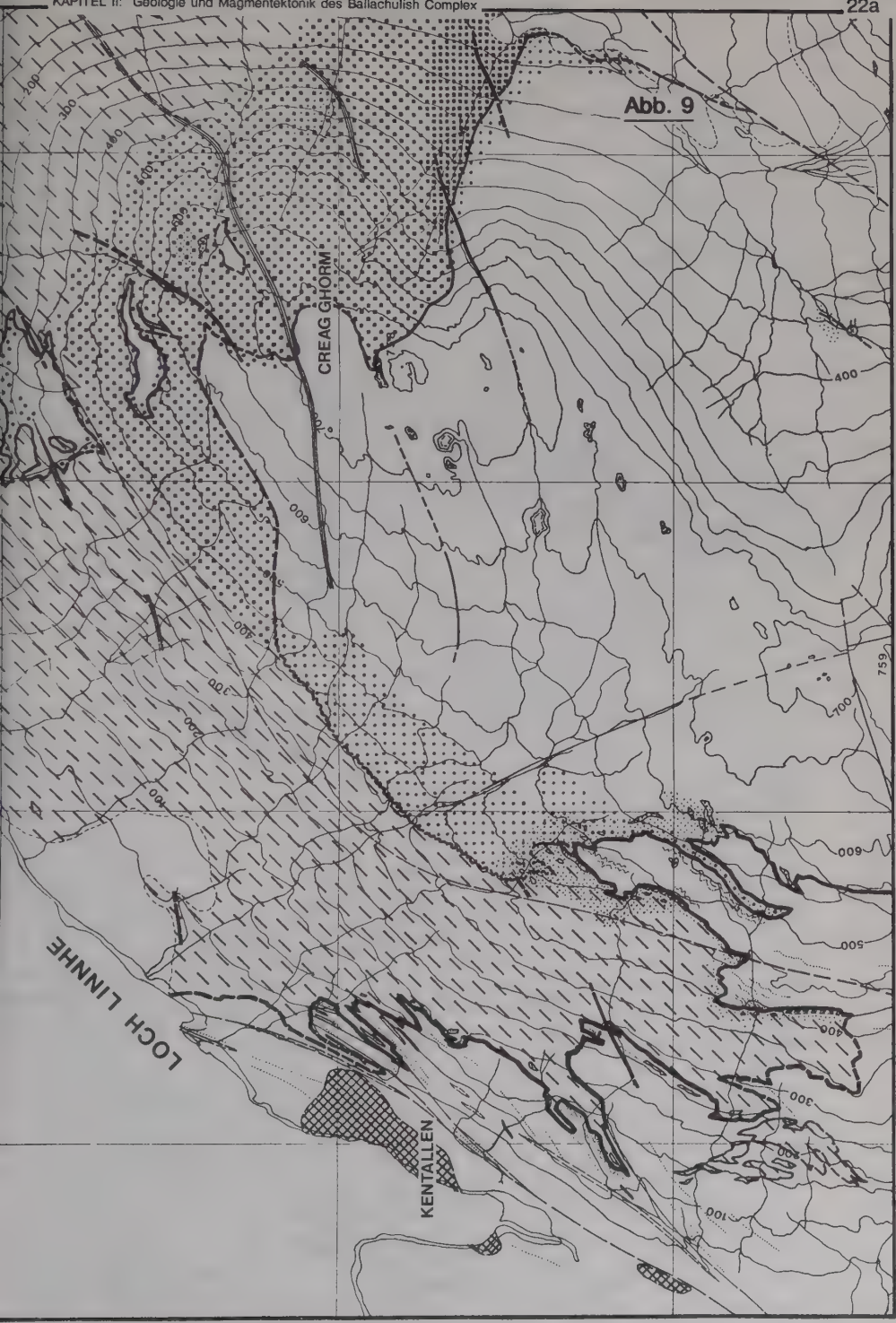


Abb. 9
CREAG GHORM
LOCH LINNHE
KENTALLEN
200
300
400
500
600
700
100
759

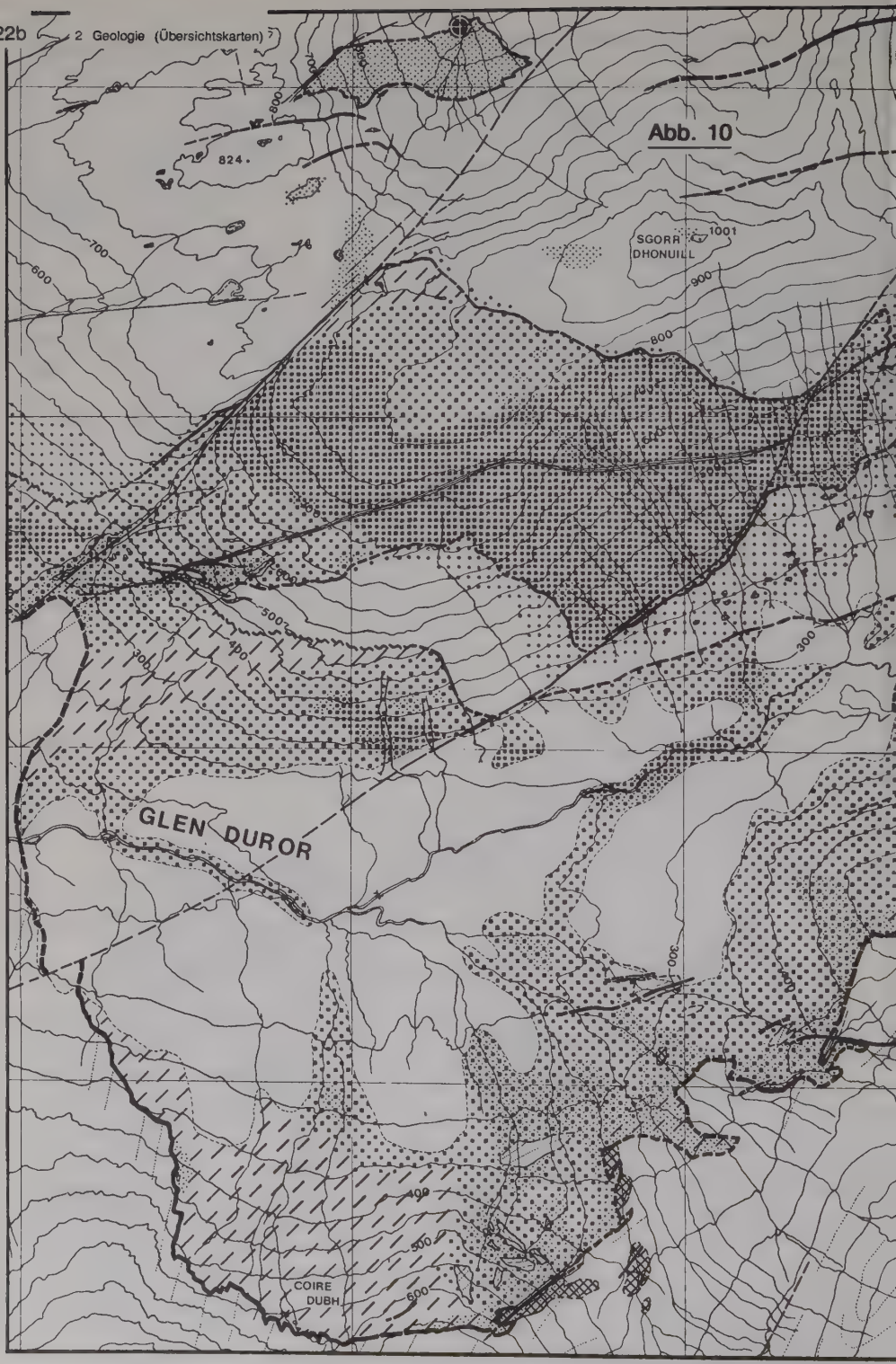
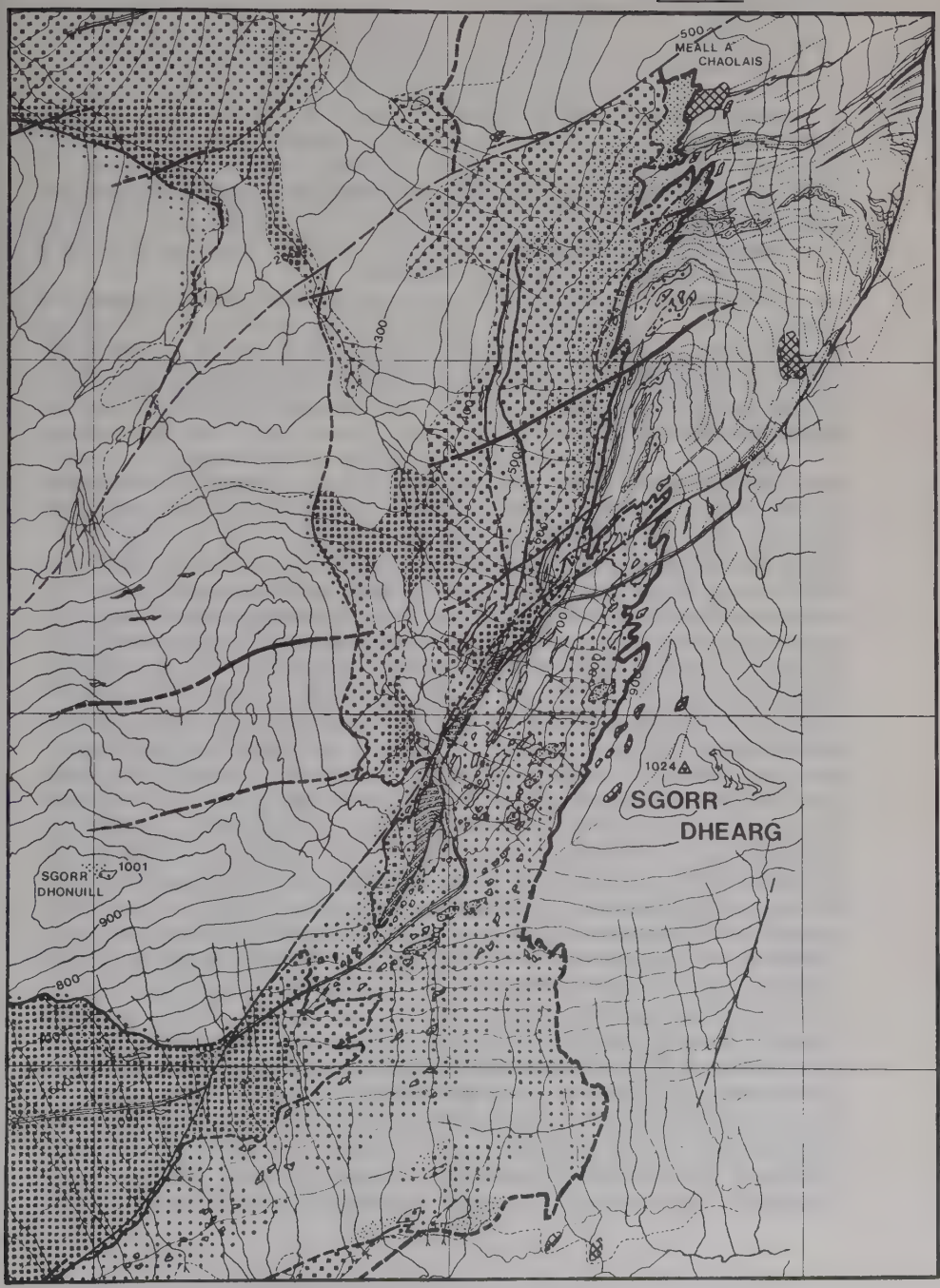


Abb. 10
824.
SGORR DHONUILL
1001
GLEN DUROR
COIRE DUBH
700
600
800
900
500
400
300

Abb. 11


500
MEALL A'
CHAOLAIS
1300
1200
1100
1000
900
800
700
1024
SGORR
DHEARG
1001
SGORR
DHONUILL
900
800
700

## 2.1 KONTAKTE ZUM NEBENGESTEIN

Generell fungieren Hauptrichtungen struktureller oder chemischer Anisotropie als Kontaktflächen:

– – – sedimentäre Schichtung, vorzugsweise entlang lithologischer Grenzen oder entlang von Faltenstrukturen $D_1$
– – – regionale $s_1$ – Schieferung
– – – Hauptkluftrichtungen, vor allem Querklüfte
– – – prä – intrusive Störungszonen.

Die Außenkontakte des Intrusivkomplexes zu Peliten, Quarziten und Karbonatserien des Schottischen Dalradian sind durchwegs scharf ausgebildet und stehen im allgemeinen steil, folgen jedoch tektonischen **Großstrukturen** in den Rahmengesteinen:

Vor allem im **Westen** wurde oberhalb Kentallen der Nordrand eines großen Quarzitsattels (der Beinn Sgluich – Antikline) entlang E – – W verlaufender Querklüfte (70 – 100/70 – 85°S) intrudiert, wie Abbildung 9 und Profile 2 + 3 der Abbildung 8 zeigen. Die Internstruktur der Quarzitserien förderte zumindest eine Teilfüllung der Kernpartie im Nordteil der Antikline, wie sich durch den Verlauf der leukokraten Quarzdioritapophysen in der Detailkartierung ergibt (Abb.9). Die Apophysen verlaufen subparallel zu Strömungsschichtung und schmalen Semipelitlagen (in 55 – 60/30 – 40°N). Sie dünnen nach Süden hin aus, wo die schwach gewellte b – Achse des Quarzitsattels lokal stärker abtaucht. Die Hauptkontakte des Quarzdiorits und des Granits zur Pelithülle liegen ebenfalls schichtparallel, z.T. als typische *"lit – par – lit"* – Injektionen enggestaffelter leukokrater Adern und Gänge bei Kentallen. Sie stehen deshalb nahezu vertikal oder fallen partienweise sogar mit 80 – 85° **gegen** das Massiv – Innere hin ein. Dies ist durch die Struktur der Rahmengesteine im Übergangsbereich von der **westvergenten** Beinn Sgluich – Antikline zur Appin – Synkline bedingt (vgl. PATTISON 1985, S.23). Hinweise auf eine weitreichende Deformation oder Verkippung des Nebengesteinsrahmens während der Platznahme der **Diorite** wurden nicht gefunden (vgl. dazu auch BAILEY & MAUFE 1960, S.188) – – – im Gegensatz zur jüngeren **Granit**intrusion, siehe 2.2 (Schollenmigmatite) und 2.4 (spätmagmatische Deformationsregelung in der Diorithülle).

Das gesamte Areal nordöstlich Kentallen scheint durch seine Großstruktur mit dem teilweise in den weitgespannten Quarzitsattel intrudierten Dioritmagma eine "Dachpartie" darzustellen, in deren Nordteil ein hoher Wärmefluß wirksam war. Er induzierte die statische Teilschmelzung des mächtigen Spans von Andalusit – Hornfelsen in der *"chaotic zone"* von Lagnaha (PATTISON 1985, S.159). Richtungen der Xenolith – Hauptregelung in der hybriden Randfazies des Monzogranits deuten darauf hin, daß der Nordteil der Pelitserien plastisch nach

Osten abgebogen und durch Magmenströmungen aufgegliedert wurde. Der Nordwestkontakt des Komplexes ist nordöstlich der aufgelassenen Dioritsteinbrüche von Leitir Mhor nur über eine kurze Strecke an der Küstenlinie der Lochs Leven und Linnhe aufgeschlossen. Hier bildet der Quarzdiorit eine 2 – 10m breite leukokrate Randfazies (*"white granite"*, WALKER 1924) zu Quarziten und Semipeliten an der Ostflanke der Appin Synkline.

Im **Süden** verläuft der Kontakt (im Coire Dubh, Abb.10) zu den steil nach Westen einfallenden Serien des isoklinal verfalteten Pelit – Synklinoriums alternierend zwischen Querklüften (120/70 – 80°S) und subparallel zur Schichtung bzw. Schieferung $s_1$ (20/75W). Es resultiert eine Strukturfläche des südlichen Außenkontaktes, die W – E verläuft und mit ca. 75 – 80° nach Süden einfällt.

Komplexe Kontaktverhältnisse kennzeichnen den **Südosten** des Massivs. Hier gerieten periphere Teile der Diorithülle in Kontakt mit einem größeren Appinitkörper, wobei die Monzodioritschmelze Teile der älteren (bereits zumindest **konsolidierten**) Hornblendediorite unter Bildung schmaler "hybrider" Übergangszonen assimilieren konnte. Diese enthalten rundliche, appinitische Basitxenolithe von 0.5 – 5 Metern Größe. In der Folge subsidierten schuppenförmige Dachpartien der inhomogenen Rahmengesteine, so daß sich ein Blockschollenmosaik aus Quarziten, Peliten und Appiniten in einer kontaminierten, überwiegend feinkörnigen Quarzdiorit – "Randfazies" bildete.

Soweit aufgeschlossen, steht der **Ost**kontakt (Abb.11) gegenüber den Quarziten trotz des mittelsteilen Einfallens der Strömungsschichtung dieser Serien (am Sgorr Dhearg) saiger oder fällt steil mit 80 – 85° nach Osten ein (Abb.8, Profil 2). Dagegen erfolgte die Intrusion in die nördlich anschließenden, durch eine Störungszone vom Quarzit getrennten Serien schichtparallel: Semipelite, Kalksilikate und Karbonate sind in einer nahezu vertikal stehenden, asymmetrischen Mulde mit tektonisch reduzierter Westflanke aufgeschlossen. Die leicht überkippte b – Achse taucht mit 75 – 80° nach Südwesten ab. Lokale Scherbewegungen zergliederten prä – intrusiv einzelne Gesteinspartien am Nordrand des Muldenkerns: Dort stehen isoklinal verfaltete Marmorzüge an, deren Mächtigkeit tektonisch vergrößert wurde. Karbonate sind bevorzugt am Kontakt zum hybriden **Granit** mechanisch in Schollenverbände zerlegt, wobei sich an den Schollenrändern Reaktionssäume mit idiomorphen Hornblendekristallen bildeten. Im Diorit sind **keine** Karbonatrelikte erkennbar. Innerhalb der steilstehenden Muldenstruktur und in lokalen Faltenscheiteln wurde die Platznahme kleinerer Granodiorit – Apophysen und Leukogranit – Gänge parallel der $s_1$ – Schieferung und vor allem entlang lithologischer Grenzen zwischen Semipeliten und Karbonaten auf der Südwestflanke der Großstruktur begünstigt. Es scheint, daß die Intrusion der Magmatite bei vorherrschend **vertikalem** Wärmefluß durch anisotrope Gesteinszusammensetzung und Internstruktur der Mulde beeinflußt wurde: Umlaufendes Streichen der Semipelitserien und der Fächerbau der $s_1$ – Schieferung waren dafür verantwortlich, daß Zentralteile des Faltenkerns nur lokal intrudiert werden konnten. Lithologie und Struktur dieser *"Allt Giubsachain Syncline"* (Abb.11, rechts oben) wurden 1983 in Zusammenarbeit mit D.PATTISON/Chicago und S.HEUSS – A./München völlig neu kartiert,

da sich die geologische Karte (Sheet 53, 1:63.360) in diesem Bereich nicht verifizieren ließ.

## 2.2 SCHOLLENMIGMATITZONEN

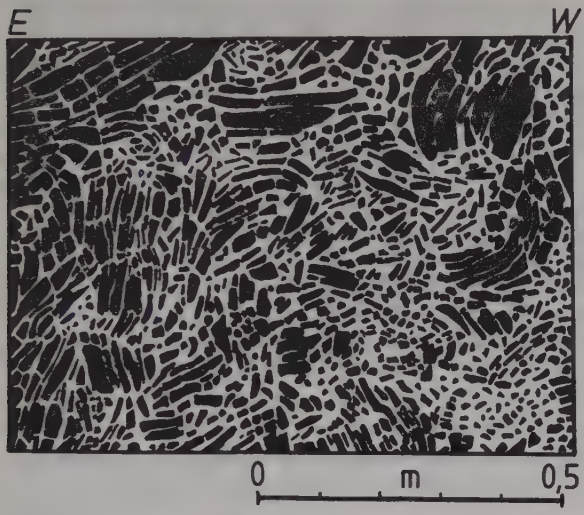
Typische Schollenmigmatite (MEHNERT 1968) bildeten sich thermometamorph hauptsächlich in der westlichen und östlichen Peripherie des Ballachulish Complex, wo sie eine Ausstrichbreite von 50 – 120 m erreichen. Eine Ausführliche Beschreibung beider Vorkommen liefert PATTISON (1985), dessen Nomenklatur in diese Arbeit übernommen wird.

Die *"chaotic zone"* in semipelitischen Levenschiefern oberhalb Lagnaha (südöstlich Kentallen, Abb.9) besteht aus Andalusit – Cordierit – Hornfelsen, deren Schichtung durchgreifend zergliedert ist. Das im Dezimetermaßstab regellose Schollenmosaik *"xenolitischer"* Fragmente erscheint im Meter – bis Zehnermeterbereich relativ homogen und in subparalleler Orientierung zur regionalen, steilstehenden Schichtung des Metasedimentrahmens. *"Xenolithe"* liegen in einer von Quarz und Kalifeldspat dominierten *"Semipelit – Matrix"*; typische Leukosome sind selten. Die Ecken einiger *"Xenolithe"* sind plastisch verformt oder sogar abgeschert, was auf eine beträchtliche Zähigkeit der *"Matrix"* schließen läßt (PATTISON 1985, S.170).

Das zweite große Migmatitvorkommen in der Nordflanke des Beinn 'a Bheithir – Passes (südlich des Sgorr Dhearg auf m620 – 730, Abb.11) wird von PATTISON mit kleineren, mehr als 1.5 km weiter nordöstlich gelegenen Migmatitaufschlüssen des Ostkontaktes zur Zone *"Allt Giubsachain"* zusammengefaßt. 100 Meter unterhalb der Paßhöhe ist der Übergang von feingeschichteten, thermisch gefritteten Appin – Metasedimenten des *"chaotic type"* (Abb.12a) bis zu teilgeschmolzenen Schollenmigmatiten gut aufgeschlossen. Abb.12b zeigt ein Detail dieser Partie mit zerbrochenen, *"xenolitischen"* Hornfelslagen, die in einer *"Semipelitmatrix"* mit zahlreichen Leukosom – Adern verdriftet sind. Bei geeignetem Chemismus führen die Leukosome neben Cordierit und Biotit auch thermometamorph gebildete Granatkörner (in einer Matrix mit Kf + Qz ± Plg, Abb.13). Die Paragenese der abgebildeten Probe 180 wurde von PATTISON petrogenetisch ausgewertet (1985, S.186 + 430ff., Probe *"SW2"*).

Diskordante leukokrate Schlierentexturen und die regellose Suspension rechteckiger Hornfels – Bruchstücke in einer plastischen Semipelitmatrix resultieren aus einer Teilschmelzung ≤5Vol% in – situ (PATTISON 1985), ohne daß weitreichende magmatische Injektionen seitens der Diorite oder des Granits feststellbar sind. Eigene Beobachtungen bestätigen, daß während der Granitintrusion die Schollenmigmatitzonen des Ostkontaktes bereits weitgehend konsolidiert waren, da sie von 0.15 – 1m mächtigen Leukogranitgängen (mit welligen, jedoch glatten Kontaktflächen) immer scharf diskordant durchschlagen werden.

R 204,950/H 755,780




- a

- b

**Abb.12a**: Kontaktmigmatitzone nördlich des Beinn a' Bheithir Passes (*"chaotic zone"* PATTISON's, 1985). Korundführende Hornfelsschollen (schwarz) liegen verdriftet in einer granodioritischen Matrix (ihr Anteil erreicht nur 5 – 10Vol%, ist jedoch aus Übersichtsgründen hervorgehoben).

**Abb.12b**: Detailausschnitt des Westrandes der Abb.12a mit Hornfelsschollen (schwarz), plastischer *"Matrix"* (punktiert) und leukokraten Mobilisaten (L). Der Aufschmelzungsgrad der Metasedimente nimmt mit Annäherung an den Dioritkontakt im Westen zu (Pelit – – > Semipelit // Diorit).

Generell führt die Kontaktanatexis in geschichteten Pelit/Semipelitserien zu einem **Kompetenz**kontrast zwischen teilgeschmolzenen, verformbaren Lagen und starren, spröde reagierenden Lagen. Damit verbunden ist ein **Dichte**kontrast zwischen beiden Lagentypen. Es resultiert eine instabile Laminarschichtung mit Bereichen mobiler **Intergranular**schmelze in der Semipelitmatrix (zwischen quarzfreien Hornfelslagen). Die *in situ* – gebildete Minimumschmelze zeigt die Tendenz, als Leukosome geringerer Dichte in relative Niederdruckbereiche (Schwächezonen parallel der ehemaligen $s_1$ – Schieferung) auszuweichen. Es fand jedoch **keine weitreichende** Schmelzmigration statt, da sich selbst in Peliten "idealer" Bauschzusammensetzung wegen der anscheinend nur in **begrenztem** Umfang verfügbaren wässrigen Gasphase nur ein kleines Schmelzvolumen ($\leq$5%) bildete. Die Gasphase wurde vermutlich bereits zu Beginn der Kontaktanatexis relativ schnell konsumiert, weswegen die Schmelzreaktionen überwiegend ohne freie Gasphase (*"vapour – absent"*) und bei reduzierter Wasseraktivität $a_{H_2O}$ abliefen (PATTISON 1985, S.184 + 447). Eine tektonische Beanspruchung, die den Übergang vom statischen Zustand (metastabile Lagenschichtung mit Teilschmelze) zu dynamischen Verhältnissen (Bildung von Schollen – und Schlierenmigmatiten) begünstigte, setzte erst während der Intrusion des Monzogranits ein (6.3.1).

Bei der Petrogenese der Schollenmigmatitzonen sind jedoch nicht nur Bauschchemismus der Pelite, Wasseraktivität, Maximaltemperatur des heizenden Magmas (4.2.4 – 2), relativer Wärmefluß und Intensität der induzierten Deformation (3.4.1 – 6) wesentlich, sondern auch die **Primärtextur** der kontaktgeheizten Metasedimente. D.PATTISON wies besonders darauf hin (pers.Mitt., Feb.1986), daß in monotonen oder **grob**geschichteten Semipelitserien die Schmelze überwiegend auf *Korngrenzen* fixiert ist. Solche Gesteinspartien reagieren selbst bei relativ starker Deformation noch plastisch. Da die Zahl der Wegsamkeitsbahnen mit Teilschmelzbiidung in **fein**geschichteten Metasedimenten (z.B. mit Lagenfolgen Quarzit/Semipelit/Pelit im mm – bis cm – Bereich) drastisch erhöht ist, genügt selbst eine **geringfügige** mechanische Beanspruchung, um den metastabil gewordenen primären Lagenbau (unter Bildung zahlloser Hornfelsspäne und leukokrater Mobilisate) mehr oder weniger "statisch" kollabieren zu lassen – – – ähnlich den Verhältnissen in thixotropen Tonmineral – Schlämmen.

## 2.3 INTERNKONTAKTE UND HYBRIDZONEN

Die Diorite umgeben U – förmig einen relativ homogenen Granitkörper, der sich über ca. 8 $km^2$ erstreckt und in seinem Zentrum einen elliptischen Leukogranitstock enthält (Abb.6). Unvollständige Ringapophysen hybrider Granite erscheinen in variabler Raumlage und Mächtigkeit vorwiegend in der Mitte und am Ostrand des Komplexes, wo sie zahllose Dioritblöcke und – schollen einschließen (S – und W – Flanke des Sgorr Dhearg, Abb.11 und Abb.8, Profil 2).

Es ist wesentlich, daß typische *scharfe* Intrusivkontakte nur zwischen **mesokratem** Hypersthendiorit und dem Granit in den mittleren und östlichen Partien des Komplexes nachweisbar sind. Dies zeigen Aufschlüsse in den Bachrunsen

**Abb.13:** Kontaktmigmatit mit Quarzit- und Pelitschollen. Das kalifeldspatreiche, *in situ* -gebildete Leukosom (*L*, mit Biotitschlieren) führt kontaktmetamorphen Granat (*gt*).

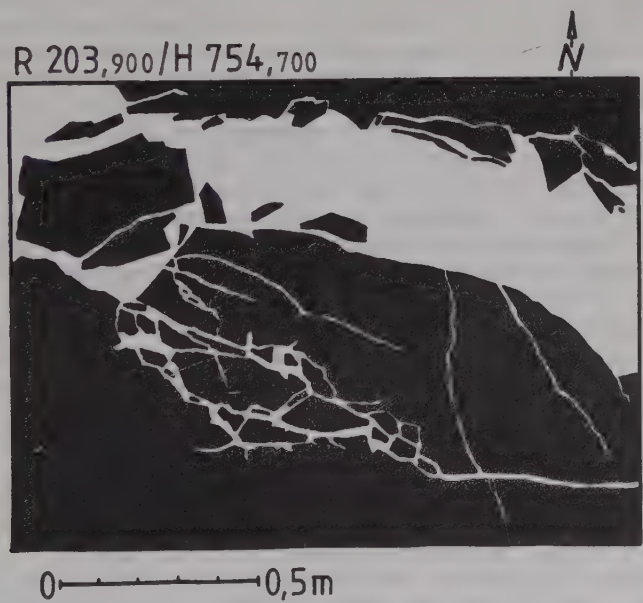



**Abb.14:** Mesokrater Hypersthen-Monzodiorit (schwarz), durch Frakturen und Subsidenzen an einer granitischen Ringapophyse in Bruchschollen zergliedert. Horizontaler Anschnitt; Bachrinne im mittleren Glen Duror.

auf der steilen Südflanke des Sgorr Dhonuill (Abb.14). In einer Höhe von 550 – 800m verläuft der Hauptkontakt vom Hypersthen – Monzodiorit zum Zentralgranit alternierend zwischen den Hauptkluftrichtungen des Diorits mit **70 – 90**/70 – 80°S (wellig) und **140 – 160**/85 – 90°E (gerade & scharf).

Im Südwesten und vor allem im Nordwesten (östlich Kentallen, Abb.9) existieren dagegen 100 – 500 m breite, diffuse Übergangs – und Mischungszonen intermediärer Zusammensetzung zwischen **leukokraten** Quarzdioriten und dem Granit. Diese Hybridisierungszonen mit reliktischen Mafitputzen der Diorit – Intrusionsphase (*"mafic clots"*, bestehend aus Amphibol ± Augit, Biotit und Erz) in granitischer Matrix ziehen sich kilometerweit in den Granitkörper hinein, was erst durch petrographische Auswertung zahlreicher Gitterproben nachweisbar war (3.5). Im Gelände wurde die "Grenze" zwischen Diorit und Granit dort gezogen, wo die ersten Alkalifeldspat – Großkristalle (≥ 0.5cm) als Einsprenglinge erkennbar sind.

Granitische Ringapophysen, die mit 75 – 80° zum östliche Außenrand des Komplexes hin einfallen, werden mit abnehmender Mächtigkeit feinkörniger und heller. Dies reicht bis zur Bildung aplitischer Flachgänge innerhalb von Diorithülle oder Rahmengesteinen. So hat die größte Granitapophyse die Form einer sichelförmigen, 200 – 500m breiten "Ringstruktur", die vom Zentralstock durch 300 – 800m dicke Dioritspäne (*"screens"*) getrennt ist. Am Beinn a' Bheithir – Paß (zwischen Sgorr Dhearg und Sgorr Dhonuill) scheint eine direkte Verbindung zum Zentralgranit zu bestehen, doch ist diese Zone relativ schlecht aufgeschlossen. Die Kontakte zu Monzodioriten und Rahmengesteinen (Appinquarzit) stehen im Nord – und Mittelteil des hybriden Granitrings subvertikal und sind durchwegs scharf (Abb.8, Profil 2 + 3). Auf der Süd – und Südwestflanke des Sgorr Dhonuill reduziert sich die Mächtigkeit der Granitzunge, woraus wegen des zunehmend **flacheren** Einfallens (75 – 50° nach Süden) jedoch keine geringere Ausstrichbreite resultiert (Abb.10 und Abb.8, Profil 4). Das Westende dieser Zone fiedert in feinkörnige, nur noch 0.5 – 2 m mächtige Aplit – Flachgänge auf. Sie fallen mit 50 – 15° nach Süden hin ein und sind vom Felsitgranitstock im oberen Gleann a' Chaolais (s.u.) petrographisch nicht unterscheidbar.

Generell sind die Granitapophysen in Form von *"ring – dykes"* (ANDERSON 1936) **gegen** das Massiv – Innere geneigt, wobei Mächtigkeit und Einfallen der Apophysen mit der relativen, vertikalen oder lateralen Entfernung zum Hauptgranit (als magmatischem Zentrum) geringer werden. Diese Relation ist im Nordteil des Profils 4 über den Creag Ghorm anschaulich illustriert (Abb.8 + 9). Die Kontaktflächen zum Hangenden der 2 – 25 m mächtigen, mit 25 – 50° in Form welliger Halbschalen nach Norden einfallenden Apophysen sind partienweise **diffus** ausgebildet. Gekoppelt ist eine begrenzte Hybridisierung. Sie deutet darauf hin, daß die Diorite in diesen Bereichen während der Platznahme granitischer *"ring – dykes"* ihre Solidustemperatur noch nicht unterschritten hatten, jedoch bereits genügend konsolidiert waren, um auf Subsidenzbewegungen innerhalb der Diorithülle mit Bruchverformung zu reagieren. Bei gleicher Temperatur war der Anteil fluidreicher Restschmelze in den höher differenzierten **Quarz**dioriten östlich Kentallen zu diesem Zeitpunkt vermutlich

noch höher (4.5.2), so daß der geringe Rheologiekontrast zwischen **leuko**kratem Quarzdiorit und dem Granit eine Magmenmischung in der *"transition zone"* begünstigte (siehe 6.3.1).

Der jüngste, zentral gelegene Mikrogranitstock ist über eine Fläche von 650 * 250m und eine Teufendifferenz von 310m im Südwestteil des Gleann a' Chaolais aufgeschlossen (Abb.10). Eine Schrägbohrung wurde 1979 im Cu – Mo – W – vererzten Ostteil des feinkörnigen Leukogranits bis auf 280m ü.d.M. niedergebracht (HASLAM & KIMBELL 1981). Die Kontakte zum umgebenden porphyrischen Granit sind nicht überall scharf, sondern bereichsweise als schmale, diffuse Übergangszonen ausgebildet. Die Raumlage der mit 50 – 70° relativ **flach** einfallenden Nord – und Westkontakte sowie umlaufendes Streichen und Position syngenetischer aplitischer Flachgänge (**20/30° – 160/50°E** im Coire Sgreamhach nördlich des Sgorr Dhonuill bzw. **130/20°SW** südwestlich des S.D.) deuten auf eine mögliche "Kappenform" des zentralen Felsitgranitstocks hin (Abb.8, Profile 2 + 4).

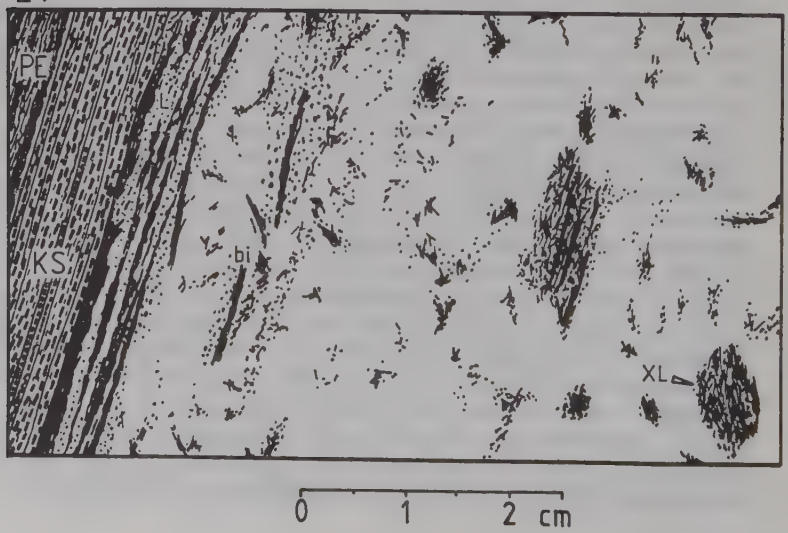
In der Nähe aplitischer Flachgänge und in Hangendpartien der Granitkontakte werden **mesokrate** Monzodiorite und semipelitische Rahmengesteine (am Ostkontakt) von **vereinzelten**, flach – linsenförmigen Pegmatitzonen durchsetzt (1 – 15cm dick, max. 0.5m lang, z.T. Miarolen bis 10cm Ø; Raumlage: **100/50°S** über **120/30°S** bis **140/10 – 20°SW**; Paragenese: Quarz – – Orthoklas – – Albit ± Biotit, akzessorisch auch Turmalin ± Epidot, Chlorit und Calcit). Am Kontakt zu inhomogenen Karbonat/Semipelitserien (Meall a' Chaolais und Nordseite des Beinn a' Bheithir – Passes) bildeten sich lokal hochthermal – metasomatische Skarnmineralisationen mit idiomorphen Kalksilikaten in Drusen (zonare Mischkristalle Grossular – – Andradit, eisenreicher Epidot, Quarz, Diopsid und strahliger Amphibol ± Calcit). Die im Gelände aufgeschlossene Entwicklungsfolge Hybridgranit – – > Leukogranit – – > Aplit – – > Pegmatit und ihre magmentektonische Position (enge Bindung an **flach**liegende Bruchstrukturen im Hangenden des Granits) leiten eine – – – nur **lokale** – – – pegmatitisch – hydrothermale Aktivität ausschließlich vom jüngeren **granitischen** Magmatismus ab. Eine genetische Verbindung mit der Dioritsuite ist selbst im Kontaktbereich zu Semipeliten nirgends gegeben (**keine** Am – Bi – Plg – Pegmatite). Dies ist konsistent mit eigenen Beobachtungen (Pufferung von $H_2O$ durch Amphibolkristallisation in der Randfazies der Monzodiorite am Ostkontakt, 3.5.3 – 2) und der Feststellung PATTISON's (1985), daß eine verfügbare freie Fluidphase bereits während der Kontaktanatexis konsumiert wurde. Auffällig ist das Fehlen von Pegmatiten in den hellen Quarzdioriten der "Übergangszone" östlich Kentallen und auf der Nordflanke des Creag Ghorm, obwohl dort flache Granitgänge als potentielle Lieferanten alkalischer Restschmelze oder fluider Phase vorhanden sind. In diesen Zonen muß mit einer **diffusen** Verteilung magmatischer Restphasen im **intergranularen** Bereich gerechnet werden, während in der Hypersthendiorit – Subzone zur selben Zeit eine Anreicherung auf definierten, tektonisch vorgezeichneten Wegsamkeitsbahnen erfolgte. Hinweise auf eine diffuse Fluidverteilung innerhalb der Quarzdiorite geben Petrographie (Albitisierung ± Biotitblastese, 3.4.1 – 8 & 3.4.7), Spurenelementverteilung (5.5) und Sauerstoffisotopen – Geochemie (HOERNES et al. 1985; Abb.25).

R 202,100/H 759,050

**Abb.15:** Diskenförmige Pelitxenolithe (*P*) und elliptische Basitschollen (*B*) in feinkörnig-schlierigem Quarzmonzodiorit. Eckige Pelitspäne sind in einer Hauptrichtung verdriftet (60/80 – 50°NW), mechanisch zerlegt und zeigen Schmelz – Infiltrationen.
Subvertikale, gebankte Anschnittfläche NE – – SW; Straßenaufschluß bei Leitir Mhor/ Loch Linnhe.

**Abb.16:** Kontaktfazies der Diorithülle zu gebändertem Pelit/Kalksilikat – Hornfels (*PE/KS*). Erkennbar sind Schmelzinjektionen (*L*, links), feinkörnige Schlieren mit resorbierten Biotitlagen (*bi*) und angeschmolzene Xenolithe (*xl*; Cor – Cd – Bi – Hornfels).
BA – Granodiorit, Horizontalschnitt.

21



## 2.4 XENOLITHE, MINERALREGELUNG UND DEFORMATIONSTEXTUREN

Bereits während der Kartierung des Intrusivgebietes von Ballachulish ergaben sich einige überraschende Aspekte:
Beispielsweise verläuft die magmatische Fluidalregelung in der Diorithülle wider Erwarten nicht überall konzentrisch und kontaktparallel, speziell bei Annäherung an den Zentralgranit. Deshalb erforderte die Synthese magmentektonischer Messungen (Abb.18) eine kombinierte Betrachtung ***aller*** im Gelände und an orientierten Handstücken ermittelten "Vorzugsrichtungen" (Abb.17). So wurden die **Orientierung von Pelitxenolithen** ebenso wie **planare Mineralregelungen** im Gelände (speziell entlang steiler Bachprofile) mit einem Gefügekompaß eingemessen und später an mehr als 180 orientiert entnommenen, gesägten Handstücken überprüft.

### 2.4.1 XENOLITHE

Verteilung und Einregelung plattiger Hornfels – Xenolithe (Abb.15) wurden im Rahmen dieser Arbeit besonders berücksichtigt, um magmatische Strömungsrichtungen (Konvektionen) und die Form peripherer bzw. dachnaher Partien des Ballachulish Complex zu rekonstruieren. Insbesondere sollte geklärt werden, ob die Platznahme der Magmen durch kleinstückige Zerlegung der Rahmengesteine (*"piecemeal stoping"* nach DALY 1972, typisch für *"**forceful** intrusions"* der *"newer granite suite"* READ's 1961) oder durch calderaförmige Absenkung eines konischen Nebengesteinsblockes der Dachpartie begünstigt wurde (*"cauldron subsidence"* nach BAILEY & MAUFE 1960, charakteristisch für spätkaledonische, *"**permissive** last granites"* READ's).

**(1)** Die **Quarzdiorit – Subzone** im Nord – und Westteil der Diorithülle *"enthält eine ungewöhnlich große Zahl von Xenolithen in verschiedenen Stadien der Umwandlung"* (BAILEY & MAUFE 1960, S.188), die aus den angrenzenden, stellenweise von Basiten der Appinitsuite durchschlagenen Metasedimentserien stammen (MUIR 1953a + b). Daher reicht die Zusammensetzung der verschiedenen, meist 1 – 15 cm messenden Xenolithe von Peliten bis Semipeliten (Hornfelse mit Cor – – Spi ± Cd) über Psammite (Quarzite) und Kalksilikate bis zu Basiten (meist Hornblendediorite bis Hornblendite). Aufschlüsse am Leitir Mhor nordöstlich Kentallen enthalten neben zahlreichen, tafligen Pelitxenolithen (in deutlicher Vorzugsregelung nach 60/50 – 80°NW) auch elliptische Basitschollen (10 – 40cm Ø, Abb.12). Im Aufschlußbereich läßt sich nicht ohne weiteres feststellen, ob es sich bei diesen Basiten (überwiegend Hornblendediorite) um **Xenolithe** der Appinitsuite oder um reequilibrierte ***Autolithe*** handelt. Solche syngenetischen Basitfragmente könnten aus der inneren, frühkristallisierten Pyroxendiorit – Subzone stammen. Sie fielen in das fraktionierende Magma zurück, aus dem schließlich die leukokraten Quarzdiorite kristallisierten. Autolithe dieses Typs beschreiben TINDLE & PEARCE (1981) aus dem kaledonischen Loch Doon – Pluton in den Scottish Southern Uplands. Basitschollen aus

Ballachulish (die auch im mittleren Gleann a' Chaolais und im Glen Duror auftreten, Abb.15 + 18) scheinen teils appinitische *Xenolithe*, teils dioritische *Autolithe* darzustellen, wie eine stichprobenartige petrographisch – geochemische Überprüfung ergab (5.5). Während die peripheren Quarzdiorite zahlreiche große, ***eckige*** Pelitxenolithe enthalten (Kantenlänge meist **2 – 10** cm, max. 30cm; Abb.15), ist die innere **Hypersthendioritzone** (ebenso wie der Kernbereich des Granits) nahezu frei von Xenolithen (Abb.18). Dachnahe Partien der **Diorite** im mittleren und östlichen Glen Duror sind dagegen von zahllosen, meist nur **0.5 – 2** cm messenden Pelitputzen durchsetzt; solche kleinen, ***rundlich angeschmolzenen*** (teilresorbierten) Pelitxenolithe finden sich sonst nur in der feinkörnig – schlierigen Randfazies heller Quarzdiorite ***unmittelbar*** am Kontakt zum Nebengestein (Abb.16).

**(2)** In der breiten **Hybridgranit – Ringapophyse** im Ostteil des Komplexes eingeschlossene Quarzitschollen (bis 550 * 150m) und Pelit/Karbonat/Kalksilikat – Späne (bis 150 * 15m) befinden sich teilweise noch im primären Sedimentverband (Appinserie), sind nur schwach verkippt und fallen mit 75 – 80° (subparallel zur Regelung kleinstückiger Xenolithe) nach Osten ein (Abb.11 und Abb.8, Profile 1 + 2). Dagegen sind Pelitschollen im feinkörnigen Monzodiorit im Süden des Glen Duror (NE – Flanke des Fraochaidh, Abb.10) trotz ihrer Größe (25 * 15 bis 110 * 40m) und ihrer Nähe zur Dachpartie des Intrusivs bereits völlig aus ihrem Rahmengesteinsverband gelöst und teilweise rotiert. In einem Bachlauf des östlichen Glen Duror (1km NNE Fraochaidh, auf m300) ist im Pyroxendiorit eine mindestens 250 m lange Hornfelsscholle angeschnitten, deren hochtemperierte Paragenese (Granat – – Hypersthen – – Qz ± Bi) von PATTISON petrographisch und geothermometrisch bearbeitet wurde (1985, S.189 + 430ff.).

**(3)** Der **porphyrische Granit** zeigt nur in Randbereichen oder in hybriden Mischungszonen vereinzelte Xenolithe. Wie Färbetests ergaben, sind die Alkalifeldspat – Großkristalle des Monzogranits nicht fluidal eingeregelt. Im zentralen felsitischen Mikrogranit scheint eine schwache Vorzugsregelung entlang der Längsachse des Stockes aufzutreten.

Um eine mögliche Regelung innerhalb der **Matrix** des porphyrischen Granits zu prüfen, erfolgte eine Messung der Stärke und Richtung der magnetischen Suszeptibilität an Granitprobe *x – GD121* (Abb.18, *M*). Mit freundlicher Unterstützung von H.BETKO wurde aus der orientierten Probe vertikal ein Bohrkern gezogen (2.5cm Ø) und mit dem Meßprogramm *"ANISO 10"* am *Institut für Geophysik der Universität München* ausgewertet. Der Kern zeigte eine **deutliche** magnetische Suszeptibilität bei signifikanter Anisotropie (HROUDA 1982). Die an dieser Stichprobe ermittelten Achsenrichtungen verlaufen in 70/83°ENE ($k_{max}$), 107/5°W ($k_{int}$) und 17/4°S ($k_{min}$). Die aus beiden Hauptrichtungen stereographisch konstruierte Fläche größter Suszeptibilität steht steil mit 108/85°NNE. Die Achse maximaler magnetischer Suszeptibilität (**70/83°ENE**) ist möglicherweise identisch mit einer strukturellen "Hauptfaser" (Lineation) parallel der hypothetischen Längsachse des Granit – Diapirs (vgl. KAFAFY & TARLING 1985, S.1013).

**Abb.17:** Magmatische Mineral- und Xenolithregelung mit Struktur des Nebengesteinsrahmens (Felddaten). Punktiert: Feinkörnige Magmatitfazies (vgl. Abb.7). Lithologische Grenzen entsprechen der Abbildung 6.

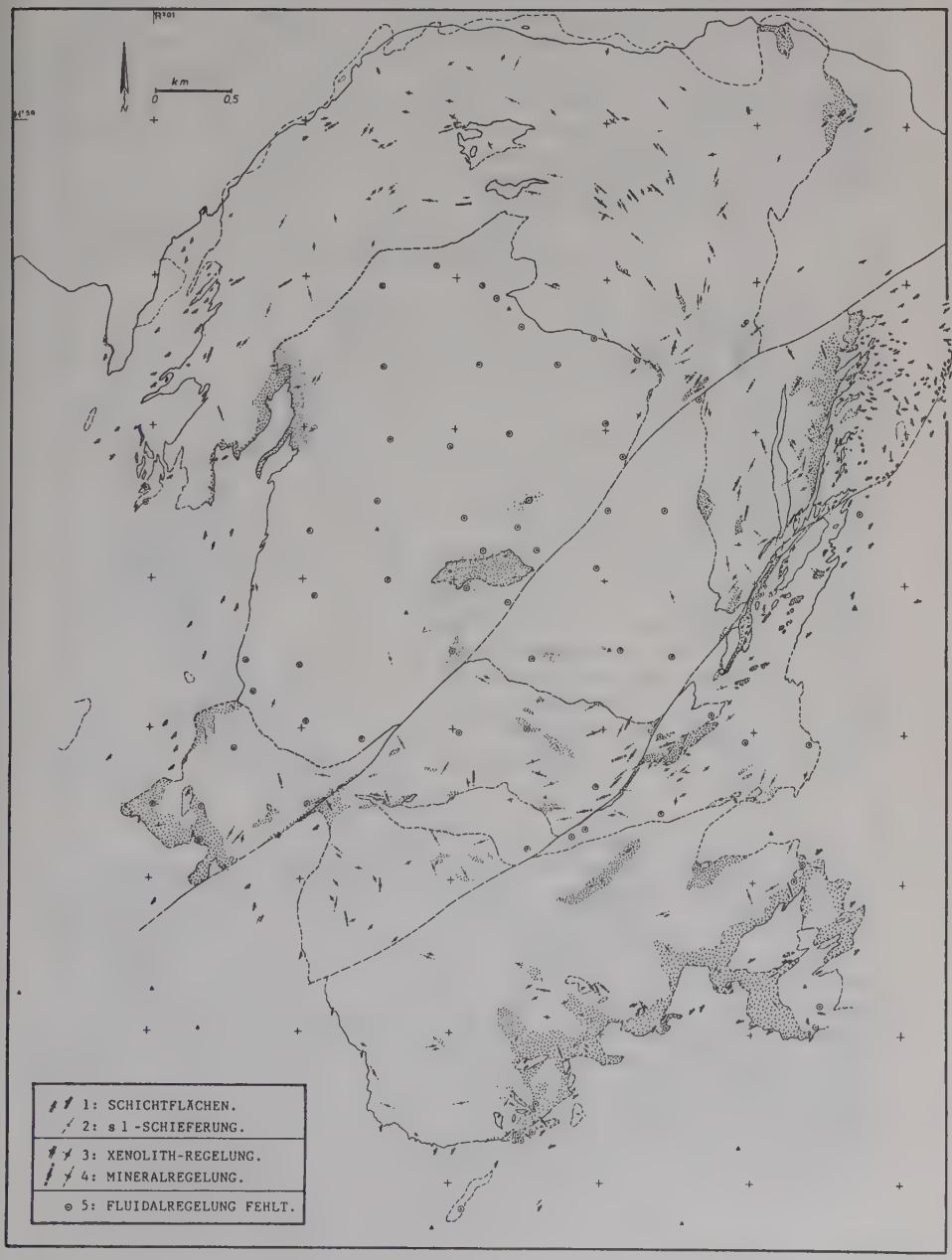
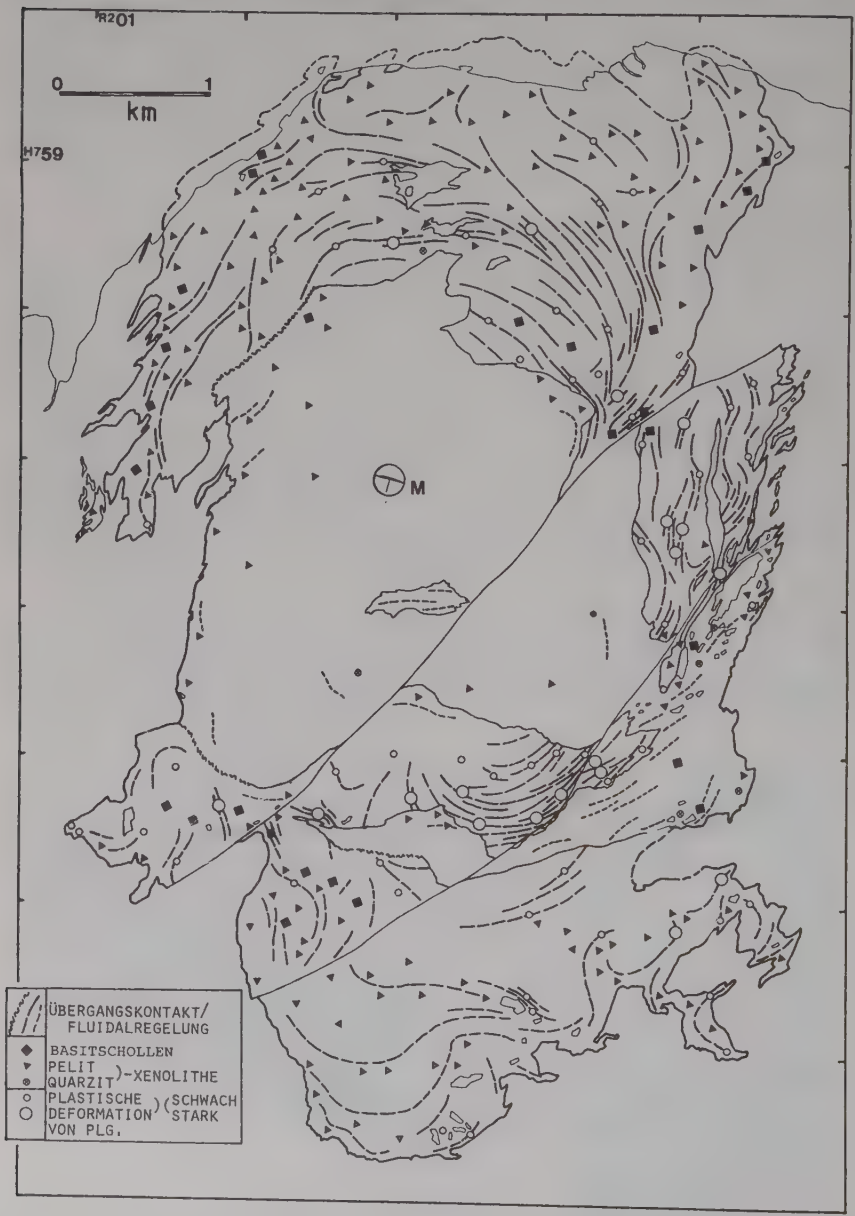


**Abb.18:** Trendlinien magmatischer Fluidalregelung, Xenolithverteilung und plastische Deformation von Plagioklas in der Diorithülle des Ballachulish Igneous Complex. M = Magnetisierungsrichtung im Granit (siehe 2.4.1). Lithologische Grenzen entsprechen der Abbildung 6.



## 2.4.2 MINERALREGELUNG UND DEFORMATIONSTEXTUREN

Während in leukokraten Quarzdioriten eine **magmatische Fließregelung** meist durch die Lage plattiger Hornfels – Fragmente definiert wird, sind in den Pyroxendioriten (mit nur vereinzelten Xenolithen) 3 – 7 mm lange Plagioklasleisten und plattige Orthopyroxene fluidal eingeregelt (*"igneous lamination"*; RAST 1970). Im mesokraten Hypersthendiorit ist die Mineralregelung als **steilstehende**, zylindrisch umlaufende Kumulustextur deutlich ausgeprägt (3.4.1 – 1; vgl. MORSE 1968, S.182) und kann partienweise sogar mit 75 – 85° zum Zentrum des Komplexes hin einfallen. PHILLIPS et al. erklären die Bildung vergleichbarer Texturen im Loch Doon – Pluton über eine subvertikal fortschreitende Abkühlungsfront (1981, *Figs.4 + 11*; 1983), in der konvektiv umgelagerte Kumulusphasen fixiert werden (siehe 6.3.1 – 1).

Erst die petrographische Auswertung zeigte, daß die Fluidaltextur innerhalb der Diorithülle von einer plastischen **Deformationstextur** *subparallel* überlagert sein kann (3.4.1 – 6), bedingt durch den Platznahmemechanismus des Granit – Diapirs (6.3.1). Da der Winkel zwischen zwei Scherflächen mit zunehmender Duktilität (abnehmender innerer Reibung) des beanspruchten Materials immer weiter gegen die Haupt – Einengungsrichtung ($p_{max}$) aufweitet, sich in niedrigviskosem Material 130 – 180° annähert (CLOOS 1963, S.227) und schließlich meist nur noch **eine** Hauptscherfläche im **spitzen** Winkel zur Richtung größter Zugspannung ($p_{min}$) wirksam ist, wurden beide Regelungen auf den Übersichtskarten zusammengefaßt. Generell ist erkennbar, daß *mesokrate*, **früh konsolidierte** Kernpartien der Pyroxendioritzone während der Intrusion des Granits am *intensivsten* deformiert wurden (Abb.18 + 93). Im Gegensatz zu dieser (begrenzten) plastischen Verformung von Plagioklas ± Biotit im **Intergranular**bereich der Hypersthendiorite sind Xenolithe an keiner Stelle des Intrusivkomplexes nachweisbar deformiert. Ursache ist neben der relativ geringen Verformungsrate (3.4.1 – 6) vermutlich eine im Makrobereich weitgehend *"hydrostatisch"* wirkende Druckübertragung auf die Xenolithe innerhalb *leukokrater*, **spät konsolidierter** Quarzdioritpartien (siehe auch 6.3.1 – 2).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Verteilung der eckig – tafligen Pelitxenolithe im Quarzdiorit von Ballachulish weitestgehend durch **magmatische Fließvorgänge** bestimmt ist, da nirgends eine *straff – planare*, mit lokalen Form – oder Richtungsänderungen der Xenolithe verbundene tektonische Einregelung auftritt (zur Rotation und Plättung von Xenolithen durch Scherspannungen siehe PITCHER 1979, PHILLIPS et al. 1983 und BATEMAN 1985b). Bei Betrachtung der Felddaten in den Abbildungen 17 + 18 fällt auf, daß magmatische Xenolith – und Mineralregelungen nur in der Peripherie des Komplexes subparallel zu den Außenkontakten verlaufen. Bereits wenige hundert Meter vom Außenkontakt entfernt, zeigen stark kontaminierte Dioritpartien (im Glen Duror und am Creag Ghorm) eine mehr oder weniger **steil** stehende Fließregelung mit begrenzten Verkippungen der Xenolithe. Es ist zu vermuten, daß bei der

Platznahme des Dioritmagmas über *"lit-par-lit"*-Injektionen oder *"block stoping"* (DALY 1972) in lagigen Metasedimenten des Hangenden eine **intensiv strukturierte Dachpartie** resultierte, deren Lamellen- oder Blockmuster die Reichweite und Orientierung laminarer, bereichsweise auch turbulenter Magmenströmungen steuerte. Während die Mineralregelung mesokrater Pyroxendiorite am Granitkontakt **diskordant** durch Teilsubsidenzen gekappt wird (Südflanke des Sgorr Dhonuill und Südwestteil des Gleann a' Chaolais), läuft die Xenolithregelung innerhalb **leukokrater** Quarzdiorite spitzwinklig-semikonkordant in den hybriden Übergangsbereich zum Granit ein (*"transition zone"* östlich Kentallen, Abb.9). Der Verlauf dieser magmatischen Fluidalregelung scheint weder im Makrobereich (Xenolithe) noch im Intergranularbereich (Plagioklas ± Biotit) von jüngeren Deformationsprozessen modifiziert worden zu sein (Abb.18+93; siehe Kap. 6.3.1).

## 2.5 JÜNGERE GÄNGE UND STÖRUNGSTEKTONIK

Mehrere **Quarzporphyr- und Rhyolithgänge** durchziehen Diorithülle und Zentralgranit. Die rötlichweißen, häufig durch hydrothermale Überprägung ziegelrot verfärbten Felsite sind 1.5-5 m mächtig und streichen vorwiegend mit 60-80/70-80°N. Die Salbänder der feinkörnig-dichten, subvulkanischen Gänge zeigen meist eine deutliche laminare Fluidaltextur. Der mächtigste Rhyolith läßt sich von der Südwestflanke des Sgorr Dhonuill (Abb.10) und den Beinn a' Bheithir Paß bis über die Nordwestflanke des Sgorr Dhearg verfolgen (Abb.11). Nördlich der Paßhöhe biegt der Felsit im Streichen auf 20-30° Streichen um. Die Mächtigkeit des Ganges ist zur Teufe hin durch mylonitische Scherung von fünf auf einen Meter reduziert, wobei die metasomatisch silifizierte Gangpartie in Form einer listrischen Fläche mit 60-40° nach Westen einfällt.

Zahlreiche **Dioritporphyritgänge** der spätkaledonischen Ben Nevis-Gangschar (BAILEY & MAUFE 1960) durchschlagen **sämtliche** Gesteine des Ballachulish Complex, einschließlich des jüngsten Felsitgranitstocks (Forschungsbohrung, HASLAM & KIMBELL 1981, S.38). Die feinkörnigen bis dichten, meist intensiv chloritisierten und hydrothermal zersetzten *"Mikrodiorit"*-Gänge können Plagioklas- und Hornblende-Einsprenglinge führen, sind 0.4-4 m mächtig (z.T. auch schmaler auffiedernd) und stehen WSW-ENE streichend mehr oder weniger steil (45-110/70-80°NE bzw. SE, Abb.9+11). Bei der stereoskopischen Luftbildauswertung treten Dioritporphyrite als deutliche Lineationen parallel der **Querkluft**-Hauptrichtung (ebenfalls scharf, WSW-ENE durchsetzend) hervor.

Schon zu Beginn der Feldarbeiten fiel im Glen Duror ein morphologisch ausgeprägtes **Lineament** am Südwestrand des Komplexes auf (Schlucht Eas nam Meirleach, Abb.10). Die Struktur ließ sich als steil nach Westen fallende, 1-2 m breite Kataklasitzone mit einem 50-70 m breiten Bereich lateraler hydrothermaler Umwandlungen (Qz-Lithoklasen, Chloritisierung, Rötung, Miarolen) in SSW-NNE Richtung quer durch den ganzen Intrusivkomplex

kartieren (Abb.6). Die Bruchzone scheint am NE – wie auch am SW – Kontakt zu versteilen und in den Rahmengesteinen ± saiger zu verlaufen, wie eine Überprüfung auf Luftbildern des *Aerial Photography Dept./Edinburgh* ergab. Strukturell stellt der *"shatter belt"* eine linkshändige Blattverschiebung mit einem Horizontalversatz in der Größenordnung von 650 – 750 m dar. Ein möglicher Vertikalversatz läßt sich nicht ermitteln. Die Kernpartie der Störung besteht aus einer 20 cm dicken Bänderlettenzone (70/85 – 90°N verlaufend, mit Calcitspuren), wie einer der wenigen guten Aufschlüsse im südlichen Gleann a' Chaolais zeigt (Seitenbach auf 220m Höhe, vgl. Abb.11).

Unabhängig von diesen Arbeiten zeigte PATTISON (1984, 1985), daß diese ***"Ballachulish fault"*** mit einem Versatz *"von mindestens 700 m"* auch die thermometamorphe Aureole des Komplexes zerschneidet, was besonders gut an der Cordierit – Isograde im Südwesten sichtbar ist (Abb.90). Bereits frühere Bearbeiter (MUIR 1950, HASLAM & KIMBELL 1981) hatten eine *"Störung"* identifiziert, konstatierten jedoch allenfalls *"einen Versatz des Südwestkontaktes des Adamellits"*. In größerer Tiefe schneidet die steilstehende *Ballachulish fault* auch durch flachliegende, prä – intrusive Überschiebungsbahnen, wie am Versatz des *Ballachulish – – Benderloch slide* (BAILEY & MAUFE 1960) nördlich Glencoe zu sehen ist. Insgesamt läuft die ***Ballachulish fault*** in bemerkenswert geradlinigem Verlauf bei konstantem Versatzbetrag über **mindestens** 80 km Länge vom Loch Creran über Ballachulish bis Tulloch östlich des Ben Nevis, wo die Blattverschiebung im Glen Spean 1977 durch Auswertung von *LANDSAT*– Aufnahmen identifiziert wurde (vgl. PATTISON 1985). Wie PATTISON weiter anführt, stellt die *Ballachulish fault* den seltenen Typ einer transversalen Scherzone dar (*"Reidel P – type"*), die mit 15° spitzwinklig von der Great Glen Fault abzweigt.

Tektonische Bewegungen auf dem Ballachulish Lineament fallen bereits in die Platznahmephase der Diorite, wie die "abgebogene" Fluidalregelung innerhalb der Hypersthendioritzone des südlichen Gleann a' Chaolais vermuten läßt (Abb.18). Im westlichen Glen Duror bildete sich an der Störungsbahn noch **während** der thermometamorphen Kontaktheizung eine Partie mit proto-mylonitischem Andalusit – Streifenpelit (Probe 171). Ihre Rekristallisation erfolgte **syntektonisch** bei 620 – 660°C/3kb (PATTISON 1985, Pr.171 = *"SW3"*). Die Scherzone von Ballachulish blieb auch noch während und nach der Effusion rhyolitischer Vulkanite aktiv, da eine parallel laufende, mittelsteil nach Westen fallende, 30 – 40 m breite Kataklasitzone (Glen Duror – – NW – Flanke des Sgorr Dhearg) einen 4 – 5 m mächtigen Rhyolithgang mylonitisch deformierte bzw. um ca. 150 m linkshändig versetzte (Abb.11). Diese Zone ist auf Luftbildern wegen des ausgeprägten Reliefs (am Sgorr Dhearg) oder starker Überdeckung (im Glen Duror) selbst stereoskopisch nur sehr schwer auszumachen, so daß ihr Verlauf überwiegend direkt im Gelände kartiert wurde. Im südlichen und mittleren Gleann a' Chaolais treten vereinzelt auch relativ flachliegende (30 – 35/60°W), kurze Scherbahnen geringer Mächtigkeit auf, die mit faserigem Amphibol, Chlorit, Epidot, Calcit und Talk durchsetzt sind.

# KAPITEL III: PETROGRAPHIE

## 3.1 MEGASKOPISCHE BESCHREIBUNG DER MAGMATITE

Der Intrusivkomplex von Ballachulish gliedert sich in pelitkontaminierte **Quarzdiorite** der Peripherie und *mesokrate** **Monzodiorite** der inneren Ringstruktur, die einen zentralen **Granit** umgeben. Korngrößenverhältnisse und Texturen der Magmatite sind in den Probentabellen Ia – c des Anhangs in Kurzform aufgeführt.

Graue **Quarzdiorite** der äußeren Diorithülle zeigen stark variierende Korngrößen (serial – bis hiatalkörnig), speziell in leukokraten, mit zahlreichen Pelitxenolithen kontaminierten Partien. Hier herrschen Biotitputzen und gestreckte Biotitleisten als Mafite vor, während in homogeneren Dioriten gedrungener, hellgrüner Amphibol mit eingeschlossenen Pyroxenrelikten hinzutritt. Bei Assimilation älterer Hornblendebasite (Appinite) resultiert eine Quarzdiorit – Mischfazies mit **gestreckten** dunkelgrünen Hornblenden bis Zentimeterlänge. Wie am benachbarten Ben Nevis (SCHUBERT 1973, S.43) sind Übergänge zwischen fein – und grobkörnigen Quarzdioritpartien **sowohl** fließend **als auch** relativ scharf. Feinkörnige Bereiche mit intensiver Pelitassimilation können eine typische Schlierentextur aufweisen (*"abgeschreckte"* Randfazies im Süden und im Südosten des Massivs, Abb.7 + 17). Kalifeldspat – Poikiloblasten im Quarzdiorit erreichen 0.5 – 1cm Durchmesser, sind jedoch erst nach Anfärben der Handstücke mit Na – Hexanitrokobaltat erkennbar (Abb.19a).

Hypersthenführende, dunkel – grünlichgraue **Monzodiorite** besitzen weitgehend homogene, äquigranulare Texturen mit deutlicher Fluidalregelung und mittlerem bis grobem Korn. Im Gegensatz zu den gedrungenen, **milchigweiß** – zonaren Plagioklasen der Quarzdiorite führen die Hypersthen – Monzodiorite in einem Volumenanteil von 55 – 65% gestreckte, 3 – max.7 mm lange Plagioklasleisten **gelblich – bis grünlichbeiger** Farbe. Beigeweißer Alkalifeldspat sitzt auf Zwickeln zwischen den fluidal eingeregelten Plagioklasen (Abb.19b). Die Länge kurzprismatischer Pyroxene erreicht 3 (max.5)mm, wobei der Orthopyroxen bereits im Gelände durch einen charakteristischen kupferbraunen *"Bronzitschiller"* auf (100) – Spaltflächen gut vom grünlichschwarzen Augit unterscheidbar ist. Schwarzglänzende Titanbiotitblasten sind ein typischer Bestandteil **aller hypersthenführenden**, quarzarmen bis quarzfreien Monzodiorite. Die auffälligen, 0.5 – 4 cm großen Biotit – Poikiloblasten sind regellos verteilt, was auf eine spät – bis postmagmatische, **statische** Sprossung hindeutet. Weder Anordnung noch Volumenanteil der Blasten weisen auf einen genetischen Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralgranits hin.

---

* *"mesokrat"* bzw. *"leukokrat"* sind hier i.w.S. definiert, entsprechend modalen Mafitgehalten ≧20 – 35 Vol% bzw. <20 Vol% (vgl. auch Abb.87 + 90).

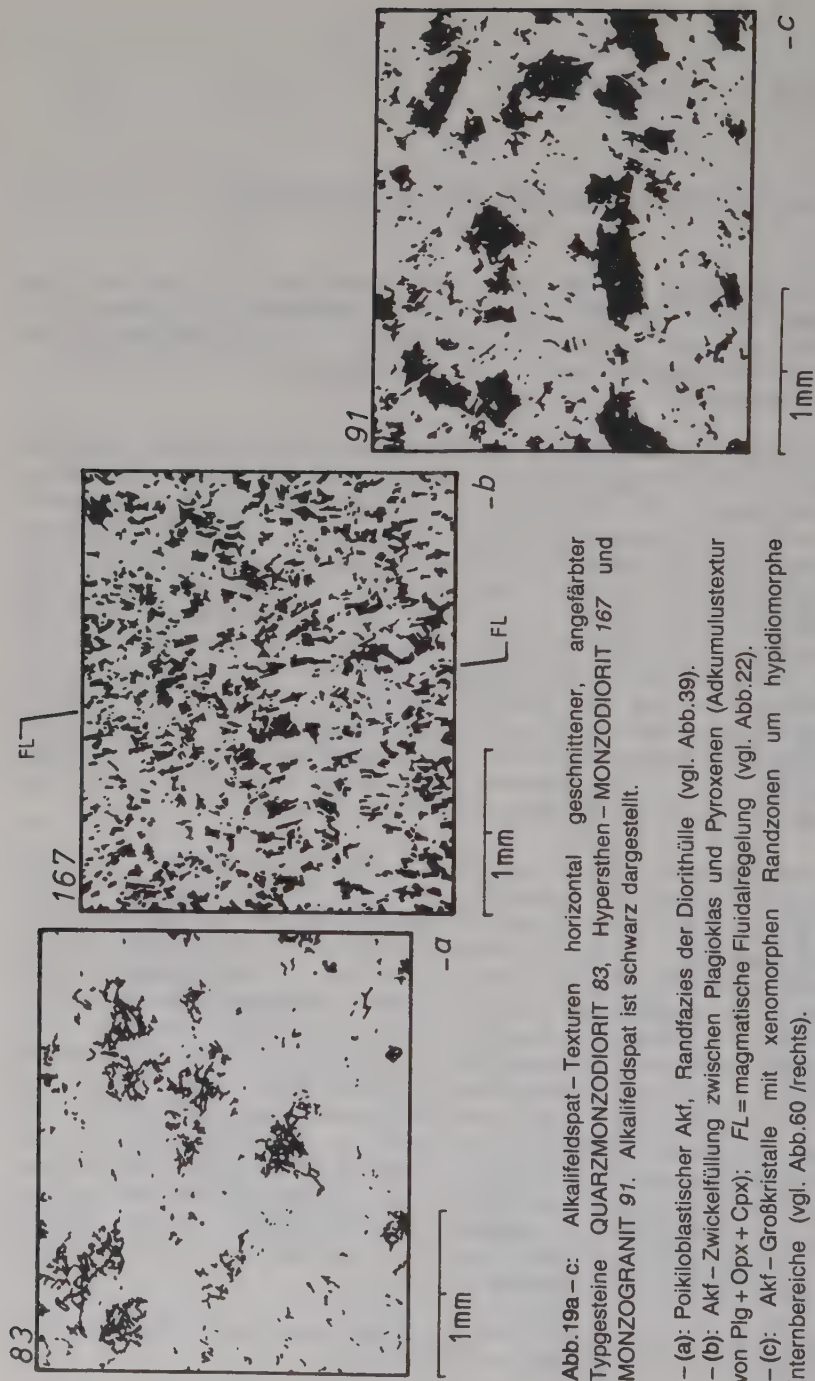



**Abb.19a – c:** Alkalifeldspat – Texturen horizontal geschnittener, angefärbter Typgesteine QUARZMONZODIORIT *83*, Hypersthen – MONZODIORIT *167* und MONZOGRANIT *91*. Alkalifeldspat ist schwarz dargestellt.

– **(a)**: Poikiloblastischer Akf, Randfazies der Diorithülle (vgl. Abb.39).
– **(b)**: Akf – Zwickelfüllung zwischen Plagioklas und Pyroxenen (Adkumulustextur von Plg + Opx + Cpx); *FL* = magmatische Fluidalregelung (vgl. Abb.22).
– **(c)**: Akf – Großkristalle mit xenomorphen Randzonen um hypidiomorphe Internbereiche (vgl. Abb.60 /rechts).

Der porphyrische, meist schwach hydrothermal gerötete **Granodiorit bis Monzogranit** (*"pink granite"*) führt plattige Alkalifeldspat – Einsprenglinge mit einem Volumenanteil von 5 – 15% und einer Länge von 0.5 – 1(max.1.5)cm. Bereichsweise gehen die Ränder der idiomorphen Akf – Großkristalle xenoblastisch in die mittelkörnige, granodioritische Matrix über (Abb.19c). In der Randfazies des Granits und innerhalb der hybriden, granodioritischen bis quarzmonzodioritischen Übergangszone zur Diorithülle (***"transition zone"***) ist eine porphyrische Textur nur ansatzweise entwickelt (Akf≦0.5cm) und es erscheinen teilresorbierte Biotit – Amphibol – Putzen (*"mafic clots"*, durchschnittlich 0.5cmØ).

Der felsitische Mikrogranit im Zentrum des Komplexes ist durchgreifend hydrothermal überprägt, was zu intensiver Rötung, lokaler Miarolenbildung, Chloritisierung von Biotit und zur Entstehung einer feinverteilten, kleinräumigen Sulfidvererzung mit Chalcopyrit, Pyrit, Molybdänit, Bornit und Scheelit führte. Die Zone ähnelt zwar klassischen *"disseminated porphyries"*, doch sind hier weder eine typische Kalium – Metasomatose noch **hochs**aline Flüssigkeitseinschlüsse nachweisbar (HASLAM & KIMBELL 1981).

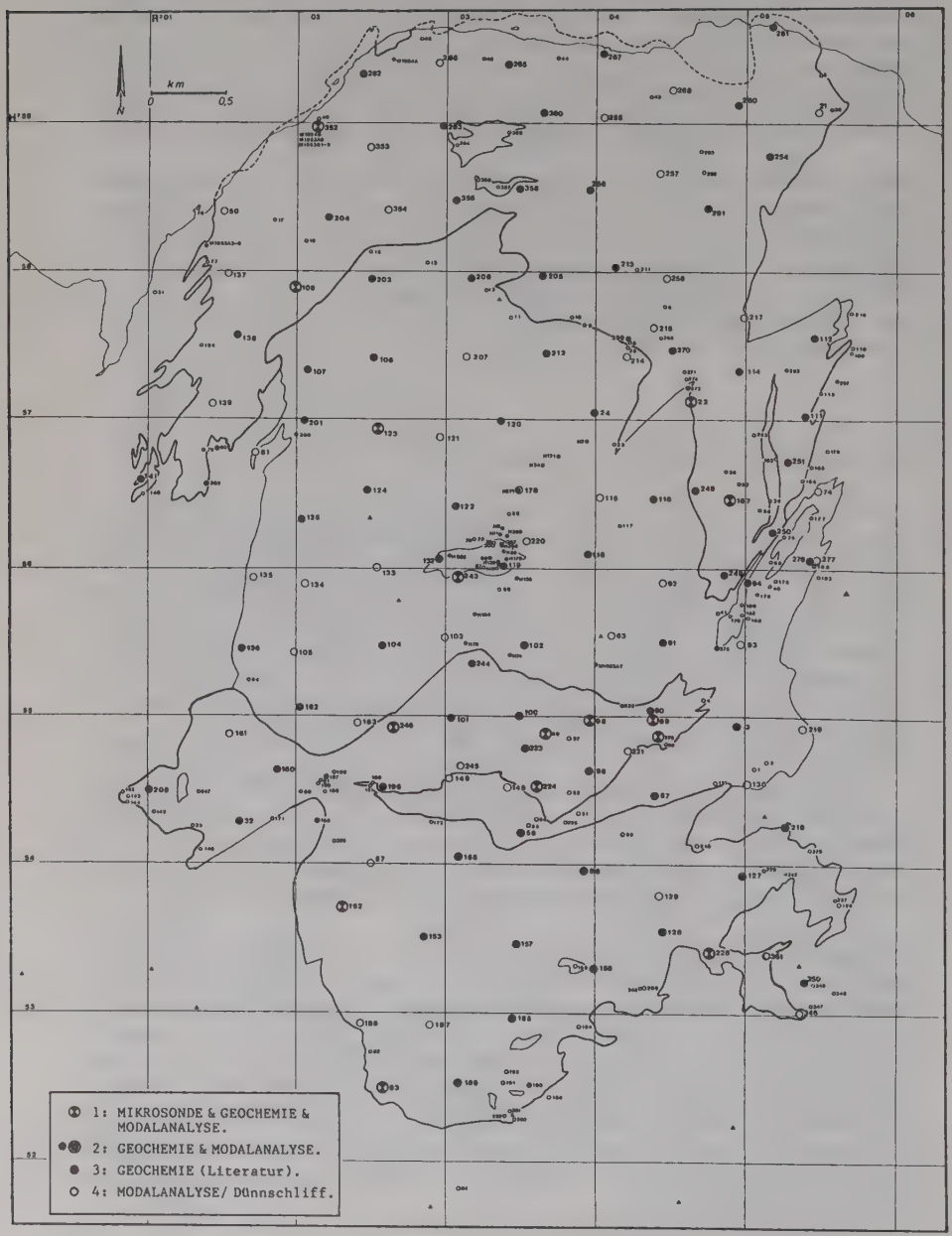
## 3.2 GITTERBEPROBUNG UND MODALANALYTIK

Während der Geländearbeiten wurden die relativ gut aufgeschlossenen Magmatite des Intrusivkomplexes unter Entnahme 260 *orientierter* Handstücke flächendeckend beprobt (Abb.20). Bezogen auf ein Probennetz mit einer Rasterweite von 500m wurde zusätzliches Gesteinsmaterial (je 2 – 4kg) für chemische Untersuchungen entnommen (128 "Gitterproben"), an Intrusivkontakten möglichst in Doppelbeprobung (z.B. Granit + Diorit). In Gebieten starker postglazialer Überdeckung (Glen Duror und Gleann a' Chaolais) sowie auf den Hochplateaus sind Bachprofile und Blockkuppen mit **frischen** Gesteinsaufschlüssen bevorzugt berücksichtigt, was zu lokalen "Asymmetrien" des Probengitters führte.

Dünnschliffe von 202 Proben wurden mikroskopisch durchmustert (bevorzugt *horizontale* Gesteinsschnitte, ± senkrecht orientiert zur meist subvertikalen Mineralregelung der Magmatite) und die Resultate in petrographischen Übersichtskarten dargestellt: *Plastische Deformation des Plagioklas*, *Plg – Serizitisierung*, *Akf – Entmischungstyp* und *Mafitparagenesen* (3.4.1 – 6/8, 3.4.2 – 5 und 3.5.1).

**Modalanalysen** aller 128 Gitterproben und von 32 Handstücken sind in den Tabellen IIa – c des Anhangs aufgeführt. Je nach mittlerer Korngröße der Gesteine (≦0.5 – 1/1 – 2mm) wurden Punktraster von 0.33*0.40/**0.33*0.60** mm über Schlifflächen von 2.5/**4.0** $cm^2$ gelegt und 1250 bis **2500** Punkte ausgezählt. An 8 repräsentativen Schliffen möglichst homogener Faziestypen *Quarzdiorit* (QD 83/108/111), *Monzodiorit* (MD 22/86/167) und *Granit* (GD 93/122) wurden zu Testzwecken pro Schliff stufenweise 5000 Punkte ausgezählt. Eine Auswertung der erhaltenen Daten zielte auf eine rationelle Durchführung der Modalanalytik, um Hauptkomponenten (>5 – 10Vol%) bei möglichst geringem Zeitaufwand optimal zu erfassen.

**Abb.20**: Übersicht der petrographischen und geochemischen Beprobung im Intrusivkomplex von Ballachulish (lithologische Grenzen entsprechen der Abb.6).



Eine horizontale Glättung der Kurvenfunktion (*Volumenanteil* 15 – 50% zu *Punktezahl*, mit Schwankungen ≦2 – 5Relativ%) tritt bereits nach 2500 – 3500 Punkten ein, je nach Korngröße und Homogeneität des Gesteins. Dies ist konsistent mit Abschätzungen des Relativfehlers nach der Varianzformel SOLOMON's (1963): Die Varianz $G^2$ liegt für Volumenanteile von 5 – 50% bei ≦0.5 – 7 Relativ%, bezogen auf mittlere Kornradien von 1.0 – 0.5 mm, eine Rasterweite von 0.5 mm und eine Schliffläche von 400 $mm^2$ (mit 2500 ausgezählten Punkten). Nur bei feinkörnigen Proben (mittl. Kornradius = 0.025mm, Schliffläche = 250$mm^2$, Rasterweite = 0.35mm, 1250 Punkte) ist die Schwankungsbreite bei steigendem Volumenanteil vergrößert auf $G^2$≦1.5 – 15.0 Rel%.

Die an **Normalfazies** – Gitterproben der Diorite und der Granitmatrix ermittelten **Relativfehler für modale Volumenanteile von 5 – 25%** sind jedoch generell auf ein **optimales** Varianzintervall $G^2$≦1 – 3Vol% reduziert (SOLOMON 1963). Die Bestimmung des Gehaltes an Akf – Einsprenglingen im Granit erreicht allerdings nur die Qualität einer Schätzung, da eine quantitative Auswertung das Sägen HF – Ätzen, Anfärben und megaskopische Auszählen von Gesteinswürfeln von mehr als 10cm Kantenlänge erfordert hätte. Auch im Rahmen der erforderlichen Probennahme erschien dies nicht realisierbar, weshalb Matrix und Gesamtgestein (mit Akf – Großkristallen) im Modaldreieck AQP **getrennt** dargestellt wurden (Abb.21). Zudem liefert bei Normalgraniten die aus dem Gesamtchemismus ermittelte *MESO* – Norm (umgerechnet auf Vol%) eine gute Näherung an den realen Modalbestand (MIELKE & WINKLER 1979).

## 3.3 MODALE KLASSIFIZIERUNG DER BALLACHULISH – MAGMATITE

Alkalifeldspat –, Quarz – und Plagioklasgehalte wurden auf 100Vol% normiert und in das Dreieck AQP projiziert (Abb.21). Ausgehend von der modalen Klassifikation nach IUGS (1973) gliedert sich die Intrusionsfolge in

– – – homogene, ± quarzfreie **Monzodiorite** (*"orthomagmatische"* Normalfazies im Kernbereich der Hypersthendioritzone)

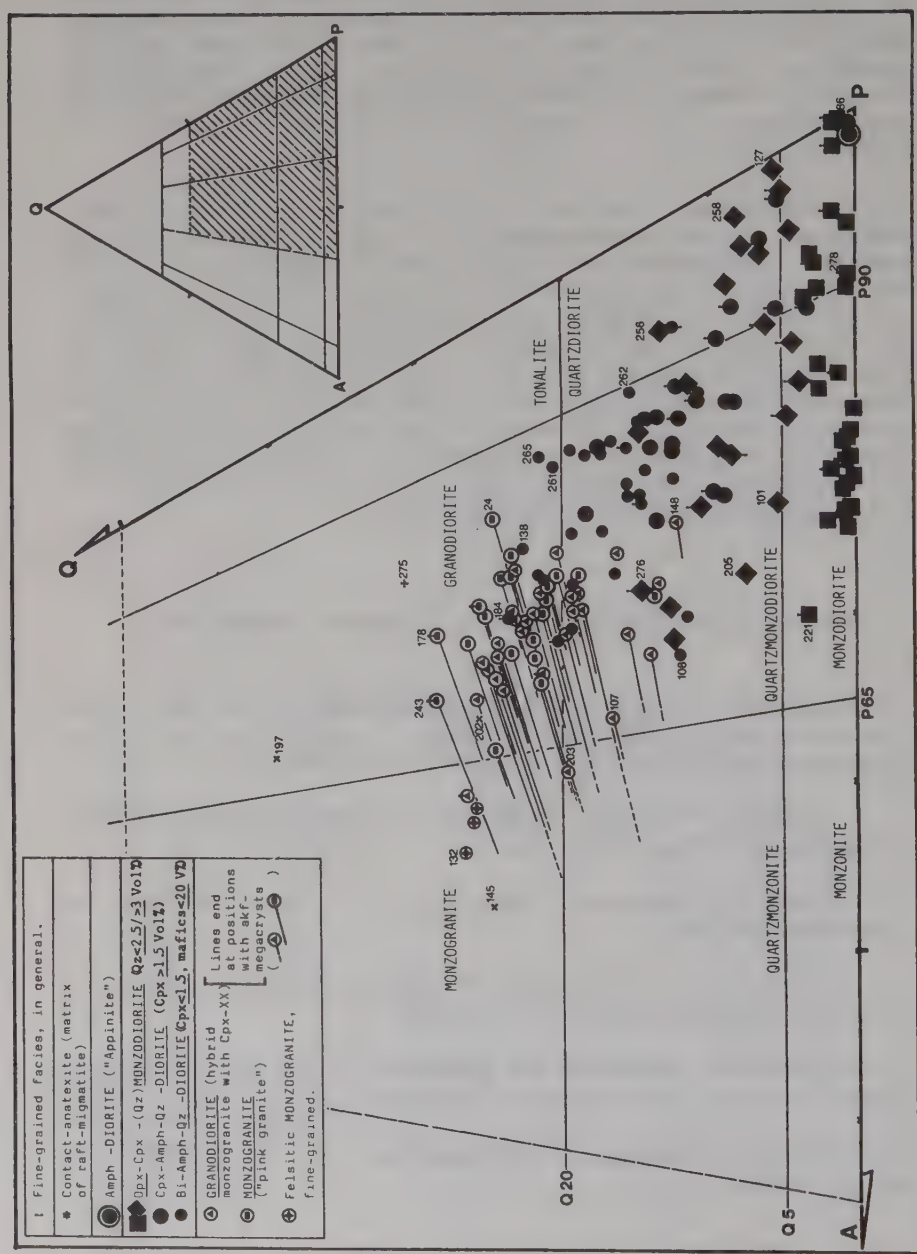
– – – **Diorite** der Randfazies (± feinkörnig, z.T. mit Hornblendebasiten der Appinitsuite hybridisiert)

– – – **Quarzdiorite, Quarzmonzodiorite** und leukokrate Granodiorite (inhomogene äußere, mit Pelitmaterial kontaminierte Diorithülle)

– – – porphyrische **Granodiorite bis Monzogranite** (*"pink granite"* – Normalfazies), mit hybrider Quarzmonzodiorit – Randfazies

– – – feinkörnige **Monzogranite** (Leukogranitstock, im Zentrum des *"pink granite"* – Diapirs).

**Abb.21:** Modalanalysen magmatischer Gesteine des Ballachulish Complex, projiziert im Dreieck Alkalifeldspat + Quarz + Plagioklas = 100Vol% (Einteilung nach IUGS 1973). Linien an den Granitproben verbinden die Projektionspunkte von Matrix *M* und Gesamtgestein *WR* (mit Akf – Großkristallen): *M* ●—— - -*WR*. Analysendaten und Probensymbole sind in Tabelle II des Anhangs aufgelistet.



Sogenannte *"Tonalite"* aus der nordwestlichen Peripherie des Ballachulish Complex (MUIR 1953, BAILEY & LAWRIE 1960) sind nach den vorliegenden Untersuchungen durchwegs Quarz(monzo)diorite mit relativ hohen modalen und normativen Alkalifeldspatgehalten (Kap.5); möglicherweise wurde bisher der u.d.M. optisch ± homogene Alkalifeldspat dieser Gesteine (3.4.2 – 5) bei den Modalanalysen überwiegend für "Quarz" gehalten.

## 3.4 DÜNNSCHLIFFMIKROSKOPIE DER TYPGESTEINE *MONZODIORIT bis QUARZDIORIT* und *GRANIT*

### 3.4.1 PLAGIOKLAS

#### 3.4.1 – 1 Habitus

Im Monzodiorit bildet Plagioklas idiomorphe bis hypidiomorphe, in Richtung der c – Achse gestreckte, nach (010) taflige Kristalle; der Längen/Dicken – Index variiert von 5 (fluidal eingeregelte Großplagioklas – Leisten) bis zu 1 – 1.5 (xenomorph – isometrische Plagioklase der Grundmasse). Im Quarzdiorit und Granit sind die Kristalle deutlich gedrungen, hypidiomorph – plattig ausgebildet.

#### 3.4.1 – 2 Zwillinge

Polysynthetische **Albitzwillinge** sind verbreitet. Gestreckte Andesinleisten des Monzodiorits werden häufig (und oft mehrfach) durch **Karlsbader** – Zwillingsebenen geteilt; dieses Zwillingsgesetz tritt in der Diorit – Grundmasse sowie im Quarzdiorit und Granit allgemein zurück. **Periklinzwillinge** sind selten, charakterisieren jedoch komplex – zonare Plagioklase inhomogener Quarzmonzodiorite und leukokrater Quarzdiorite mit Xenolithen (D *50 – 83 127 – 137 152 – 158 161 185 – 189 204 228 244 251 254 256 260 – 268 276 346 351 352 353 – 355 360*) sowie die Randfaziesbereiche des Granits (G *63 91 104 – 106 115 123 133 149 162 206 212 277*); siehe Abb.20 und Tab.Ia + b des Anhangs. Die Periklinzwillinge setzen als vereinzelte parallelgestaffelte, gerade Lamellen durch das gesamte, mechanisch unbeanspruchte Plagioklaskorn. Nach den Kriterien von SPRY (1969) und TULLIS (1983) handelt es sich bei diesen Zwillingen (aus quarzreichen kontaminierten Dioriten) ausschließlich um **Wachstums**formen, während sich zumindest ein Teil der Albitzwillinge im Monzodiorit durch mechanische Verspannung bildete (3.4.1 – 6).

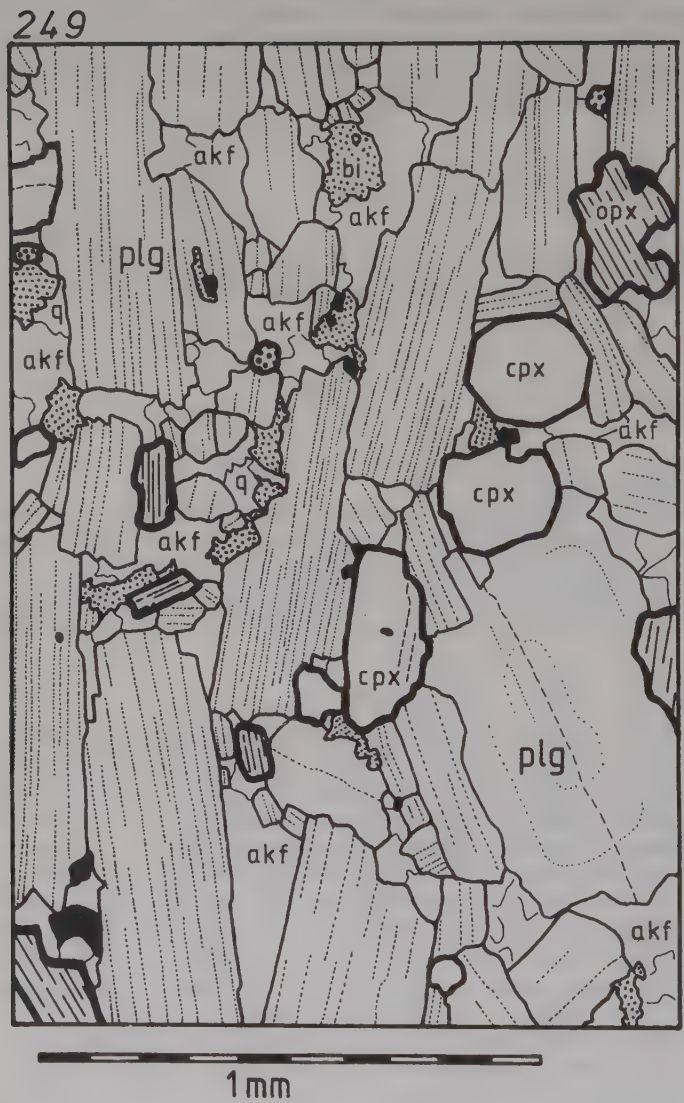



**Abb.22**: Fluidal geregelte Andesinleisten (*plg*, meist ⊥a orientiert) und Klinopyroxen, mit Alkalifeldspat und Quarz auf Zwickeln. Punktierte Linien: Albitlamellen bzw. Zonarbau im Plagioklas.
Feinkörniger OC – Monzodiorit, Horizontalschnitt.

### 3.4.1 – 3 Zonarbau und Textur

Die schematisierten Zonenprofile von Großplagioklasen in der Normalfazies von Monzodiorit, Quarzdiorit und Granit sind in Abbildung 23 c dargestellt. Dazu wurden An – Gehalte optischer Messungen und Mikrosondenanalysen (Abb.24 + 25a, Tab.IVa des Anhangs) in ihrer Relativposition zur Hauptzonenfolge aufgetragen (vom Kern *C* über Mitte *I* und Rand *R* bis zum Saum *M* ) und durch Polynome 5.Grades geglättet (*BASIC* – Programm *"polyfit"* ). Bei der Interpretation (s.u.) wird ausschließlich die **Geometrie** der erhaltenen Profile berücksichtigt. Ein Vergleich absoluter Korngrößen (und damit eine räumlich/ zeitliche Korrelation zwischen den Plagioklas – Hauptzonen der drei Typgesteine) ist nicht angestrebt, da Nukleationsdichte und **Wachstumsgeschwindigkeit** der Feldspäte bei variierendem Unterkühlungsgrad der Schmelze stark modifiziert werden (SIBLEY et al. 1976, SWANSON 1977, FENN 1977). Das lokale Einbringen von Mineralkeimen aus dem Nebengestein erhöht die Nukleationsdichte noch zusätzlich (bei niedriger Wachstumsrate), was insgesamt zu einer drastischen **Korngrößenreduktion** führt (SWANSON 1977).*

In Plagioklasen der **Monzodiorite** (Abb.6 + 90) ist ein Zonarbau selten vorhanden oder nur schwach ausgebildet (Abb.24; *MD160 + 164* ). Die dicktafligen Kristalle sind weitgehend fluidal eingeregelt (subparallel zu ± idiomorphen Pyroxenen), wobei Magmenkonvektion und Konsolidierung entlang einer steilstehenden Abkühlungsfront zur Bildung einer **subvertikalen Kumulustextur** führten (Abb.19b, Abb.22). Selbst am Kontakt zu ± homogenen *Zwickelfüllungen* mit Alkalifeldspat ± Qz + Bi (16 – 19Vol% in der Monzodiorit – Normalfazies) zeigen Randbereiche des Plagioklas nur einen geringen chemischen Zonarbau <3 – 5Mol% An (Abb.58). Magmatische Laminartextur und konstanter Chemismus idiomorpher Plagioklase (und Pyroxene) charakterisieren **Adkumulate**, deren Kumulusphasen weitgehend isotherm unter **Gleichgewichts**bedingungen kristallisierten (MORSE 1968, S.182). So zeigen Kornprofile von Plagioklas aus der Normalfazies des Monzodiorits (ohne **magmatisch** kristallisierte Hydroxylphasen, vgl. 5.5) einen glatten und flachen, normal – zonaren Evolutionstrend (Abb.23c, oben), wie er durch isobare *Rayleigh* – Gleichgewichtsfraktionierung mit kontinuierlicher Anreicherung von Wasser in der Schmelze entsteht (Abb.23b, Trend *"E"* ). Nur in der schneller konsolidierten **Peripherie** der Monzodiorit – Subzone weisen Klinopyxroxene einen deutlicheren Zonarbau auf (z.B. *MD167 + 246* : Abb.44 + 58), wobei der Habitus des Orthopyroxens gegenüber Plagioklas zu hypidiomorph – subophitischen Formen tendiert (Abb.27). Zudem werden hier primäre Mafitparagenesen mit steigender $H_2O$ – Aktivität retrograd modifiziert, was zur weitgehenden Überdeckung der ehemaligen Kumulustextur durch statische Biotitblastese und Uralitisierung führen kann.

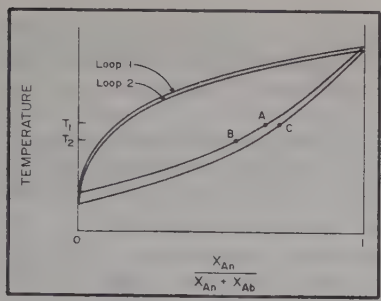
In Plagioklasen aus **Quarzdiorit und Granit** (Abb.6 + 90) zeichnet eine ausgeprägte Hauptzonenfolge (mit zahlreichen Oszillationen) die während des Wachstums z.T. variierende Kristallmorphologie idiomorph nach (Abb.24 + 25a: *QMD83 + GD122* ; Abb.60: *plg122* ). Plagioklas**kerne** können Teilresorptionen aufweisen.

---

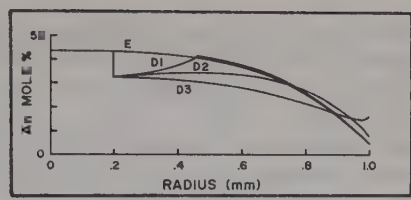
*Es ist geplant, über Messungen der Nukleationsdichte (*"crystal index"* MAALØE's 1985), der absoluten Kristallgröße und der Morphologie von Plagioklas & Orthopyroxen weitere Daten zu Kristallisationskinetik und relativer Abkühlungsrate zu gewinnen (in einem Profil vom Zentralbereich bis zum Außenkontakt des Mesodioritrings von Ballachulish; vgl. WEISS & TROLL 1984).

Selbst die Hauptzonenfolge Kern– – > Mitte– – > Rand– – > Saum ist nicht überall "normal" zonar aufgebaut (mit nach außen abnehmendem An–Gehalt), sondern nimmt in Plagioklasen der Quarzmonzodiorite im Bereich Mitte/Rand auch einen **reversen** Trend an (meist 2–9Mol% An–Zunahme, Abb.24 und Abb.59: *22–1, –11*). Sowohl Frequenz (5–25 Zonen) als auch Amplitude (1–5Mol% An) der Oszillationen im Innen– und Randbereich sind selbst zwischen Plagioklaskörnern derselben Gesteinsprobe **nicht** korrelierbar. Die Breite der Rekurrenzen variiert als Funktion der Wachstumsgeschwindigkeit (maximal in Richtung der c–Achse) von 5 bis 150 µm. Der maximale An–Gehalt einer jeden Subzone bleibt überwiegend konstant (±1–3Mol% An), wobei die Anzahl der Subzonen jedoch von Korn zu Korn variiert. RAAASE & MORTEANI (1968, S.87) beschreiben ähnliche Profile in Hüllzonen von Plagioklasen aus alpidischen Tonaliten. Kurze Wellenlänge (<50–200µm //c) und kleine Amplitude (<4Mol% An) dieser Oszillationen sprechen für **relativ hohe** Diffusionsraten in der Schmelze (SIBLEY et al. 1976, S.282). Im leukokraten Quarzdiorit und in Randzonen des Granits könnten Oszillationen von einer lokal variablen Wasseraktivität herrühren, welche Schmelzviskosität und Diffusionsraten besonders stark beeinflußt. Die Ausbildung eines Diffusionsgradienten an der Phasengrenzfläche führt zu Übersättigungserscheinungen, welche die Equilibrierung zwischen wachsendem Plagioklaskristall und der Schmelze verhindern. Fluktuationen in Chemismus und Temperatur des Magmas können den Kristallisationsverlauf zusätzlich modifizieren: Bei fortschreitender Plagioklasfraktionierung mit $H_2O$– Anreicherung in der Restschmelze setzt der Zerfall resorbierter, biotitreicher Xenolithe ebenso wie die Dehydratationsreaktionen in der thermometamorphen Aureole zusätzlich $H_2O$ frei (PATTISON 1985, 1986), was die Schmelzviskosität im Quarzdioritsystem drastisch senkt (SHAW 1965). Dieser Effekt wird zumindest teilweise kompensiert, da die Resorption alumosilikatischen Nebengesteinsmaterials neben der Temperatur auch die $SiO_2$–Aktivität in der Schmelze reduziert, wobei die Zumischung von $Al_2O_3$–Komponente eine **Polymerisierung** der Schmelze begünstigt (HESS 1977, S.174).

LOOMIS (1982) und LOOMIS & WELBER (1982) simulierten ein Modell der **Kristallfraktionierung** für Plagioklas, wobei Temperatur und $H_2O$–Gehalt der Schmelze variiert wurden. Abbildung **23a** zeigt das schematische Phasendiagramm des Plagioklassystems nach LOOMIS (1982, *Fig.2*). Die Kurve *"LOOP 1"* bezeichnet den Gleichgewichtsliquidus einer komplexen Silikatschmelze mit definiertem Wassergehalt und definierter Konzentration einer Residualkomponente. *"LOOP 2"* entspricht dem Liquidus einer Schmelze mit (isobar) *erhöhtem* $H_2O$– Gehalt (bzw. erhöhtem Anteil der Residualkomponente). Bei Temperatur $T_1$ fraktioniert eine wasserhaltige Schmelze der Liquiduszusammensetzung *"LOOP 1"* Plagioklaskristalle mit dem Chemismus ***A***, unabhängig vom An/Ab–Verhältnis der Schmelze. Wird die Temperatur auf $T_2$ gesenkt, fraktioniert zunehmend *albitreicherer* Plasgioklas ***B***. Falls die Temperatur des Systems bei $T_1$ konstant bleibt, jedoch der *Wassergehalt* oder der Anteil residualer Komponente entsprechend *"LOOP 2"* zunimmt (bzw. wenn Plagioklaskristalle entfernt werden), kristallisiert *anorthitreicherer* Plagioklas ***C*** (der nicht mehr im thermodynamischen Gleichgewicht mit dem Schmelzchemismus des *"LOOP 1"* steht). LOOMIS & WELBER zeigten (1982, vgl. Abb.23 b), daß im System *An–Ab–$H_2O$* bereits durch eine geringe, geologisch realistische **Unterkühlung** von 15–20°C bzw. eine geringe **Senkung des $H_2O$–Gehaltes** der Schmelze die Anorthitgehalte fraktionierender Plagioklase beträchtlich gesenkt werden (An–Fluktuationen von 15–35Mol% durch isobare Fixierung von nur ~0.5Wt% $H_2O$ in mafischen OH–Phasen, s.u.). Dagegen leitete UEBEL (1978) aus diskontinuierlich zonierten Plagioklasen der Ben Nevis –Granitsuite ein komplexes Intrusionsmodell ab, einschließlich *mehrphasiger* Absenkung eines Nebengesteinsblockes innerhalb der Magmenkammer.



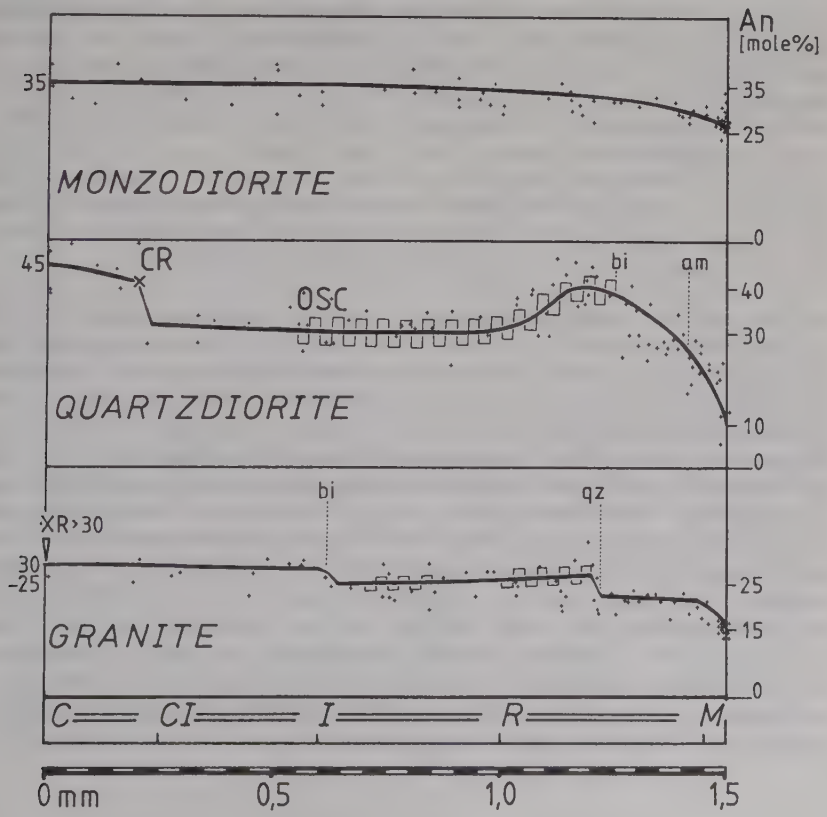

_a




_b

**Abb.23a:** Schematisches Plagioklas – Phasendiagramm für komplexe Silikatschmelzen; *"LOOP 2"* berücksichtigt die modifizierte Plagioklasfraktionierung (*C*) bei höherer $H_2O$ – Konzentration. In: LOOMIS 1982, *Fig. 2.*
**Abb.23b:** Rechnerisch simulierte Zonenprofile von Plagioklas (isobar fraktioniert aus einer Granodioritschmelze mit 2Wt% $H_2O$). *E* = Gleichgewichtsfraktionierung; *D1 – 3* = Disequilibrium – Fraktionierung. In: LOOMIS & WELBER 1982, *Fig. 7.*

**Abb.23c:** Schematisierte Zonenprofile *Kern – – > Saum* von Großplagioklasen aus Dioriten und Granit des Ballachulish Complex.
Ausführliche Erläuterung aller drei Diagramme im Text (3.4.1 – 3).



Die Plagioklas – Zonenprofile der Abbildung 23 c lassen sich analog der Modellvorstellungen von LOOMIS (1982) und LOOMIS & WELBER (1982) wie folgt deuten:

(1) Weitgehende Gleichgewichtskristallisation von Plagioklas im **Monzodiorit**; bei extrem geringer Kristallisationsrate wird (trotz träger Diffusion $CaAl_{solid}$ – – $NaSi_{liquid}$) eine mögliche *Rayleigh* – Fraktionierung zumindest teilweise kompensiert (Abb.23b, Profil *"E"*). Es resultiert ein Zonenprofil entsprechend der "Durchschnittszusammensetzung" eines konvektiv akkumulierten Fraktionats (MAALØE 1985, Kurve *"sf"*). Das Realprofil läuft jedoch im Endstadium des Kristallisationsverlaufes im natürlichen Monzodioritsystem **flacher** als im *Rayleigh* – Modell des "binären" Systems **Ab** – – **An** – – $H_2O$, da die Kristallisation ternären **Alkali**feldspats ($Or_{70}$ $Ab_{25}$ $An_5$, ≦900 – 850°C, 4.3.1 – 2) der Residualschmelze Natrium entzieht und den Verteilungskoeffizienten $K_D[Na]$ zwischen Plagioklas und Schmelze senkt.

(2) Schmelzunterkühlung um 10 – 20°C innerhalb der **Quarzdiorite** ab dem Stadium *CR* (Resorption von Plg – Xenokristallen aus appinitischen Meladioriten), mit Einstellung eines Diffusionsgradienten zwischen Kristall und Schmelze. Die Temperatur des Systems bleibt danach ± konstant, wobei zunehmende Fraktionierung mit $H_2O$ – Anreicherung in der Schmelze den Plagioklas – Liquidus senkt (äquivalent einer abnehmenden Schmelzunterkühlung) und einen ***reversen*** Zonarbau bedingt (35 – 40Mol% An; vgl. LOOMIS 1982, S.228). In diesem Bereich (*I/R*) **kann** das Profil durch Oszillationen (*OSC*) modifiziert werden, was besonders bei Plagioklasen aus Gesteinspartien mit intensiver Pelit – Assimilation der Fall ist (potentielle $H_2O$ – **Zufuhr** durch Aufschmelzen biotitreicher Xenolithe). Bevor Gleichgewichtsbedingungen erreicht sind (Profil *"$D_1$ – – E"* in Abb.23b), beginnt die Kristallisation magmatischen Biotits (*bi*) und die Verdrängung von Klinopyroxen durch Amphibol (*am*). Die Positionen des Einsetzens beider Nukleationsprozesse, die der Schmelze $H_2O$ **entziehen**, sind durch die Verteilung von Einschlüssen in Rand – und Saumbereichen des Plagioklas fixiert.

(3) Ein möglicher "Gleichgewichtstrend" der Plg – Kristallisation im **Granit** (in hybriden Übergangszonen zu Diorit initial modifiziert durch Resorption von Xenokristallen *XR*) wird nach Einsetzen der Biotitkristallisation (*bi*, äquivalent einer geringen Unterkühlung des Systems) durch eine Plateauzone mit Oszillationen abgelöst (vgl. Profil *"$D_2$"* in Abb.23b). Ursache der *schwachen* Oszillationen könnte eine turbulente Kleinbereichs – Konvektion der Plagioklase sein (LOOMIS 1982). Das "Plateau" folgt möglicherweise einer ± adiabatischen Aufstiegsphase des Granitmagmas (entlang einer durch Dioritmagmatismus vorgeheizten Schwächezone), das erst mit Einsetzen der Biotitfraktionierung auf dem jetzigen Platznahmeniveau fixiert wurde (bei ~ 850°C /3kb; 4.4.2). Modalanalysen und Vergleiche der Kristallmorphologie von Alkalifeldspat – und Plagioklas – Großkristallen zeigen (Abb.60), daß das Granitsystem zu Beginn der Quarzkristallisation **mindestens** 40Vol% (Normalfazies) bis 50Vol% (Randfazies) an Kristallphasen enthielt. Bei solchen Volumenanteilen wird (trotz $H_2O$ – Anreicherung) jede weitere Fraktionierung die **effektive** Viskosität (*"apparent viscosity"*, SPERA 1980) dieser magmatischen Suspension aus unterschiedlich

großen Kristallen und $SiO_2$ – reicher Restschmelze dramatisch reduzieren (SHAW 1965, S.131), bis das System nur noch 30 – 10Vol% Schmelze enthält und die rheologischen Eigenschaften eines **pseudoplastischen** Körpers annimmt (*"Bingham body"*, PITCHER 1979, S.636). Unter diesen Bedingungen kristallisieren Rand/Saum – Zonen der Plagioklase und Alkalifeldspäte mehr oder weniger **statisch** (Abb.19c; Abb.60, *plg 122 & akf 243 – 1* ; vgl. auch 6.3.1 – 2).

Zusammenfassend lassen sich sowohl diskontinuierliche Hauptzonenfolge als auch Oszillations – Subzonarbau der Plagioklase des Ballachulish Complex mit überwiegend isobarer Fraktionierung aus **quarzdioritischen und granitischen** Magmenpartien erklären, welche entweder Inhomogeneitäten bezüglich der $H_2O$ – **Verteilung** (Assimilation & Hybridisierung) bzw. zeitliche Fluktuationen der $H_2O$ – **Aktivität** (Kristallisation von OH – Phasen) aufwiesen oder unterkühlt wurden (*"stoping & chilling"* in den Randpartien des Intrusivkomplexes, vgl. MARSH 1982). Hierbei kann auch die Bildung stärker zonarer Plagioklase ($\pm An_{15-35}$) durch das Modell von LOOMIS erklärt werden (1982, S.224):
Äquivalent einer realen Unterkühlung des gesamten Magmensystems (isobar, bei $X_{H2O}$ = const.) um 15 – 20°C (Granodiorit, 70Wt% $SiO_2$, 12Wt% *an* ***) bzw. um 30 – 40°C (Diorit – – Gabbro, 55 – 50Wt% $SiO_2$, 20 – 26Wt% *an* ) wäre eine **Senkung des $H_2O$ – Gehaltes** der Schmelze (z.B. durch Kristallisation von Biotit und Amphibol) um weniger als **0.5** Wt% (isobar, T = const.), was den Plagioklas – Liquidus um 15 – 40°C erhöht. Dies entspricht einer relativen ***Unterkühlung*** der Schmelze unter adiabatischen Bedingungen.

### 3.4.1 – 4 Optik

Die Optik von Plagioklasen wurde auf einem *LEITZ* – Universaldrehtisch detailliert untersucht. Abbildung 25b zeigt ein kombiniertes Stereogramm mit Projektion von Flächenpolen (010) + (001) und Zonenachsen [100] im *WULFF* 'schen Netz (nach der Methode von BURRI et al. in TRÖGER – I 1971). Schwerpunkte der Polverteilung liegen nahe der Mittelwertskurve "plutonischer" Plagioklase (*"O"* = Ordnungszustand *"tief"*), was auf eine weitgehend geordnete (allenfalls intermediäre) Al/Si – Verteilung hindeutet; alle Meßwerte weisen jedoch eine starke Streuung auf. Die Abweichungen könnten methodisch bedingt sein, weil plastische Deformation von Spaltrissen und Albitlamellen (im Monzodiorit) sowie z.T. intensive Serizitisierung (in der Quarzdiorit – Randfazies und im Granit) exakte Messungen erschweren. Zur Überprüfung wurden in polierten Dünnschliffen optischer Achsenwinkel $2V_x$ und Auslöschungsschiefe x'/(010) mit dem U – Tisch ermittelt und die gemessenen Körner mit der Mikrosonde analysiert (Tab. IVa des Anhangs). Die Resultate sind in den Abbildungen 26a + b dargestellt.

---

****an* = CIPW – normativer Anorthitgehalt im System.

**Abb.24:** Optische Achsenwinkel koexistierender Mineralphasen der Diorithülle. Zahlen im Plagioklas geben den optisch ermittelten Anorthitgehalt in Mol% an (Abkürzungen: vor Tab.II + III des Anhangs).

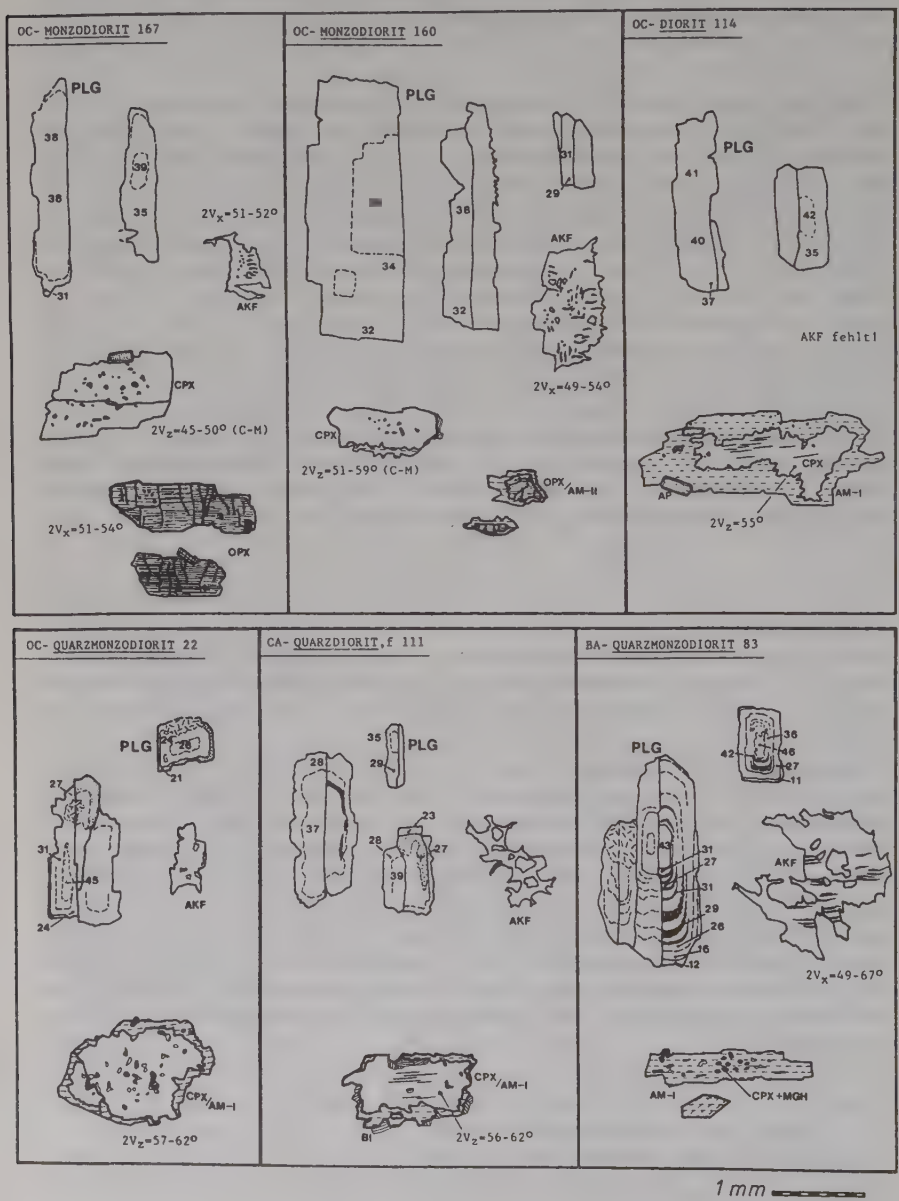
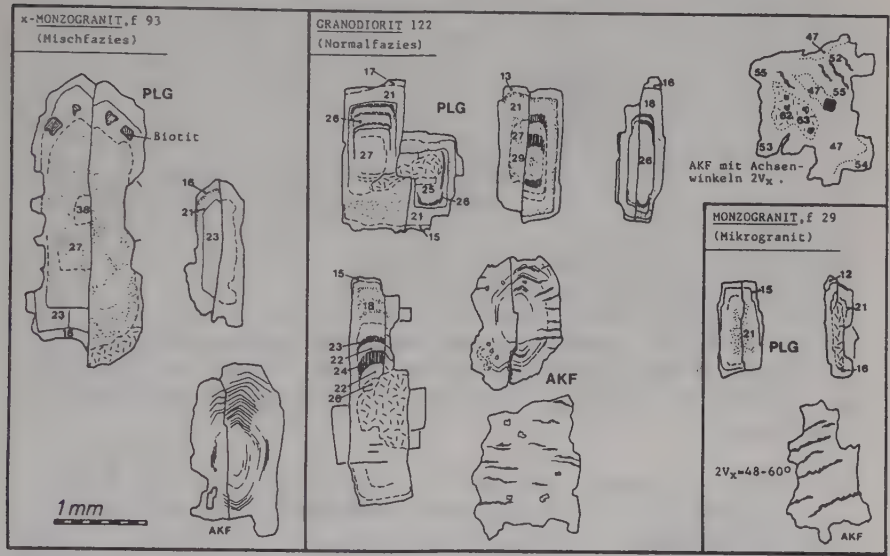
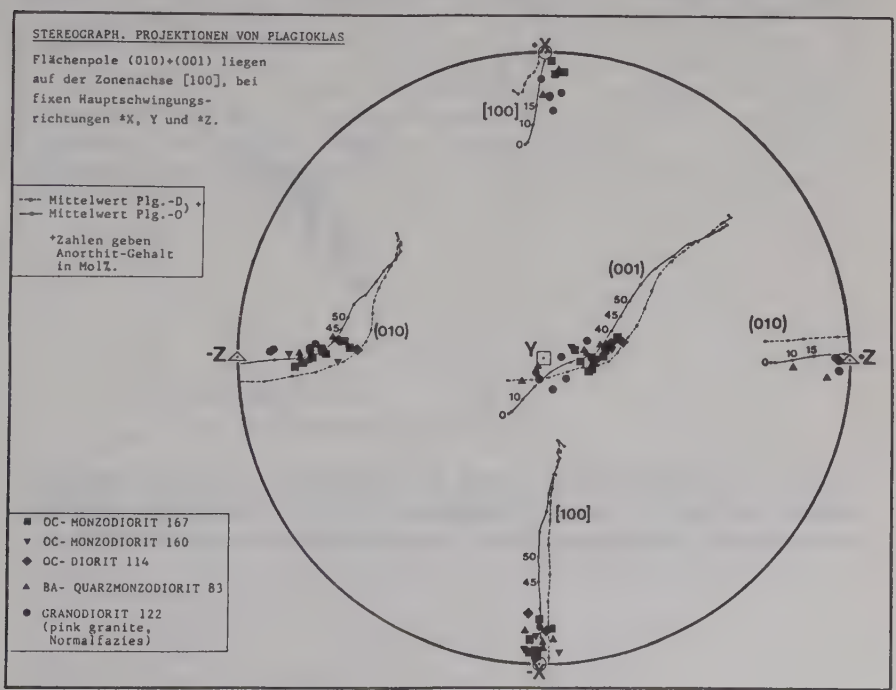


**Abb.25a** (oben): Optische Achsenwinkel (Akf) und optisch ermittelter An-Gehalt (Zahlen im Plagioklas) koexistierender Feldspäte des Zentralgranits.
**Abb.25b** (unten): Stereographische Projektion der optischen Orientierung von Plagioklasen aus Dioriten und Zentralgranit (nach TRÖGER-I 1971). Abkürzungen: vor Tab.III+IV des Anhangs.



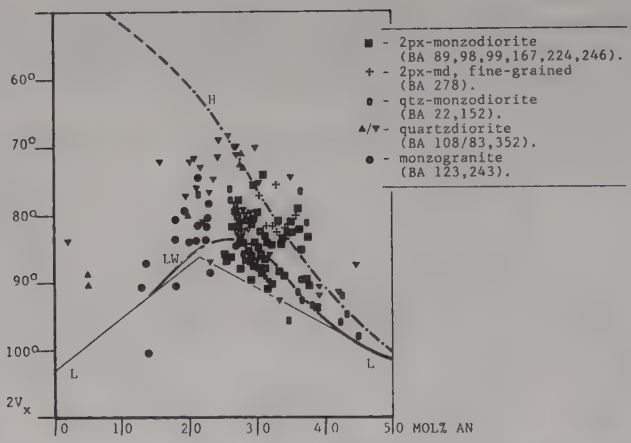



**Abb.26a**: Optische Achsenwinkel von Plagioklas, aufgetragen gegen den An – Gehalt (aus Mikrosondenanalysen). Die Kurven *H* bzw. *L* und *LW* beziehen sich auf den Al/Si – Ordnungsgrad in Hoch – bzw. Tiefplagioklasen (STEWART & RIBBE 1983).

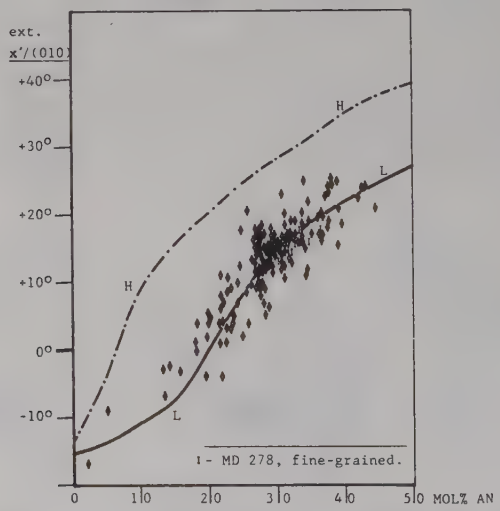



**Abb.26b**: Auslöschungsschiefe x'/(010) in Plagioklasen aus Dioriten und Granit, bezogen auf den An – Gehalt (Mikrosonde). *H* und *L* entsprechen Mittelwertskurven für Al/Si – ungeordnete bzw. – geordnete Plagioklase (SMITH 1974a).

Auch die **Achsenwinkel** streuen beträchtlich, was vermutlich durch analytische Fehler bedingt ist: Trotz Anfertigung einer Metallschablone für die Mikrosondenpräparate und der Kombination orthoskopischer mit konoskopischen Meßmethoden ergaben sich erhebliche Schwierigkeiten bei der Bestimmung des **Plagioklas** – Achsenwinkels. Die Genauigkeit konoskopischer Messungen wurde sowohl durch die relativ dicken Glasträger von Rundpräparaten (Scharfstellung der Hyperbeln praktisch unmöglich) als auch durch die z.T. extremen Kippwinkel der $A_4$ – Horizontalachse zur Ermittlung der großen **Plg** – Achsenwinkel ($2V_x = 70 - 95^o$) beeinträchtigt, so daß mit einer Abweichung $2V_x \pm 5 - 7^o$ zu rechnen ist. Trotzdem ist bemerkenswert, daß der **Schwerpunkt** aller Meßwerte (bei $2V_x = 85^o/An_{30}$, Abb.26a) nur knapp oberhalb der WOLFE – Kurve *"LW"* für **geordnete Plagioklase** liegt (STEWART & RIBBE 1983, S.137). Die Werte der Auslöschungsschiefe bestätigen diesen Trend: Sie sind mit relativ geringer Schwankungsbreite entlang der Kurve *"L"* für **Tief – Plagioklase** angeordnet (SMITH 1974a, S.404). Die Signifikanz der weitgehenden **strukturellen wie chemischen Reequilibrierung** dieser *"typisch plutonischen"* Plagioklase durch Al < – – > Si – Austausch und Kalium – Diffusion hinsichtlich einer ternären Feldspat – Geothermometrie wird in Abschnitt 4.3.2 diskutiert.

### 3.4.1 – 5 Einschlüsse

Als **Wachstumseinschlüsse** in Plagioklas sind isometrisch – hypidiomorphe Magnetitkörner, dünne Apatitstengel und Rutilnadeln weit verbreitet. Am Übergang von Monzodiorit zu Quarzdiorit können Großplagioklase auch Orthopyroxen (< 0.3mm) einschließen. Xenomorphe Biotit – *"Einlagerungen"* in Plagioklasen monzodioritischer Gesteine sind durch Schnittlageneffekte auf Kornbuchten bedingt. Eine *"Verdrängung von Biotit durch Plagioklas"*, wie sie SCHUBERT (1973) aus dem Ben Nevis Massiv beschreibt, konnte **nicht** nachgewiesen werden. Dagegen schließen aus dem Diorit in die Granit – Randfazies übernommene Plagioklas – Xenokristalle (nach einer Phase der Teilresorption) bei weiterem Wachstum innerhalb ihrer Randzone hypidiomorphe Biotite ein (Abb.25a, *x – MG 93* ).

3.4.1 – 6 Deformation

Eine **Deformation von Plagioklas** ist weitgehend auf hypersthenführende Diorite begrenzt (Abb.18). Die Andesine dieser Gesteine weisen charakteristische Verbiegungen von 2 – 5° zur c – Achse auf und können randlich in mosaikartig zueinander versetzte, rekristallisierte Subkörner zerlegt werden (Abb.27, rechts). Kataklasen oder *"Mörteltexturen"* (SPRY 1969, S.24) sind ebenso wie Kornversetzungen und Knickbahnen (*"kink bands"*, SMITH 1974a, S.575; SPRY 1969, S.64) lichtmikroskopisch **nicht** nachweisbar. In deformierten Bereichen (mit deutlicher undulöser Auslöschung) häufen sich polysynthetische Albitlamellen, vermutlich begünstigt durch hohe submikroskopische Versetzungsdichte. Periklinzwillinge treten in Plagioklasen dieser Diorite nirgends auf. Die Intensität der Verformung wächst mit der Annäherung an Pyroxene – – – besonders, wenn Pyroxen **nicht** subparallel zu Andesin fluidal eingeregelt ist (Abb.28a + b). Hier scheint die effektive Verformungsrate zu steigen, wobei sich durch Biegegleitung neben den bereits existierenden polysynthetischen Albit – Wachstumszwillingen (die sich verbreitern und verbinden) zusätzlich mechanische, leicht rotierte **Albit – Gleitzwillinge** bilden (SPRY 1969, S.74). Der Volumenanteil von durchschnittlich 55 – 60% Plagioklas bildet im Monzodiorit ein weitgehend plastisch reagierendes Netzwerk (TULLIS 1983, S.323), welches die Deformation eingelagerter starrer Pyroxene (20 – 25Vol%) durch lokale, rotative Verformung von Plg – Einzelkörnern verhindert. Soweit mit lichtmikroskopischen Methoden feststellbar ist, deutet die Geometrie der Verformungserscheinungen (plastische Biegegleitung mit Rekristallisationen) auf eine mechanische Beanspruchung des Andesins jenseits des Inversionspunktes spröde/duktil hin. Da die Inversionstemperatur mit abnehmender Verformungsrate (Zeitdauer des Deformationsprozesses), mit zunehmendem Wassergehalt des Systems und mit steigendem hydrostatischem Druck **sinkt**, lassen sich experimentelle Daten (Kurzzeitexperimente) meist nur qualitativ auf geologische Verhältnisse extrapolieren. In vergleichbaren Systemen (deformierte Anorthosite und Albitite mit $An_{10-50}$) schwankt bei geringer Verformung von 1 – 3% (jenseits des elastischen Bereichs) die nahezu druckunabhängige Inversionstemperatur von ca. 600°C (*"naß"*, 0.1 – 0.3Wt% $H_2O$) bis ca. 800°C (*"trocken"*), wie die Übersicht in GANDAIS & WILLAIME zeigt (1983, S.217ff.). Beide Autoren weisen jedoch darauf hin, daß eine thermometrische oder piezometrische Interpretation solcher Mikrotexturen weitgehend hypothetisch bleibt – – – nicht zuletzt wegen der Diskrepanz zwischen experimentell simulierbaren und geologisch realistischen Verformungsraten ($\dot{E} \sim 10^{-6} - 10^{-7}$/sec gegenüber $10^{-12} - 10^{-14}$/sec). Wegen dieser Vorbehalte werden zusätzliche petrologische Daten (Kap. 4 + 5) zur petrogenetischen Deutung dieser Texturen herangezogen (Abschnitt 6.3).

3.4.1 – 7 Entmischungen

Antiperthite finden sich in Andesinen der (Quarz)Monzodiorite nur vereinzelt (z.B. *22 + 50 + 98 + 152 + 228*). Die Morphologie (Längen/Dicken – Index **LDI**) dieser perthitischen, sowohl zueinander als auch gegenüber dem Plagioklaswirt //(010) ± (001) **optisch gitterorientierten** Feldspatkörper (strukturell Orthoklas, Abb.31) ändert sich möglicherweise als Funktion ihres Chemismus (4.3.1 – 2):

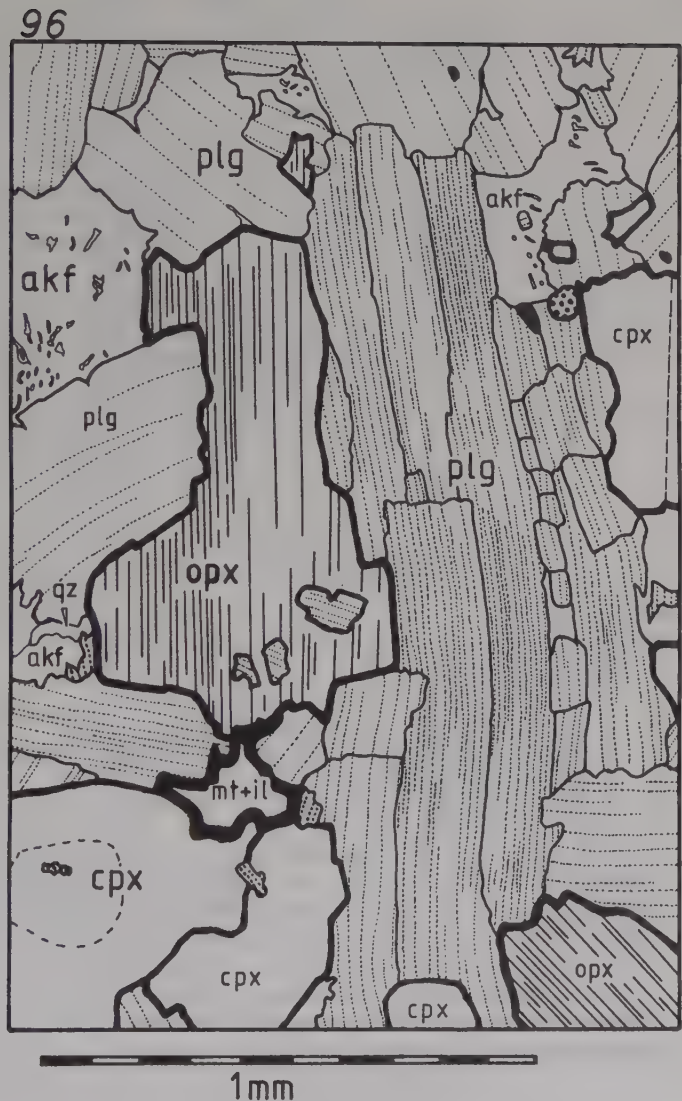



**Abb.27**: Plagioklasleisten mit Albitzwillingen (punktiert), um subophitischen Orthopyroxen plastisch verformt und in Andesin – Subkörner zerlegt (rechts). OC – Monzodiorit, Horizontalschnitt.

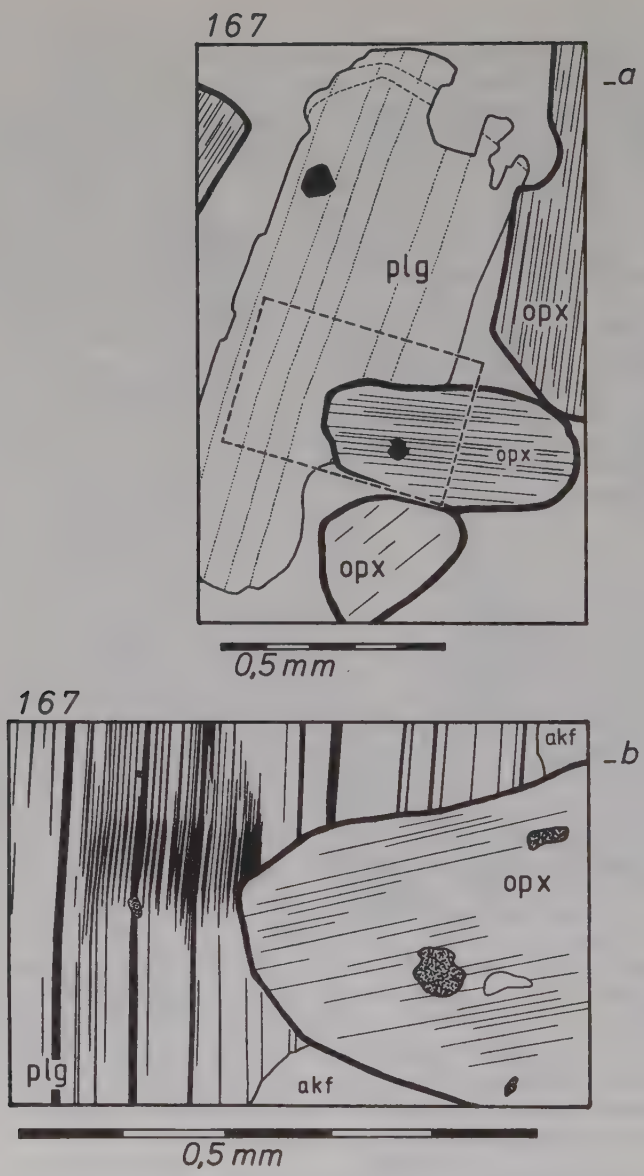



**Abb.28a, b:** Plagioklas mit Albitlamellen, plastisch verformt am Kontakt zu Orthopyroxen (mit Cpx – Entmischungen //(100)). Der Detailausschnitt (b) zeigt mechanische (010) – Gleitzwillinge im Plg. OC – Monzodiorit, Horizontalschnitt.

**Kaliumreiche** Plättchen ($Or_{90}$ $Ab_{10}$ $An_0$) sind gedrungen (LDI = 1 – 2) und bilden in einer Größe von 20*30 bis max. 70*120µm idiomorphe Grenzflächen parallel (010) und (001) des Andesinwirts aus (Abb.59: *QMD152 – 4*). Ähnliche idiomorphe Kalifeldspat – *"Inseln"* aus albitreichen Plagioklasen eines Granits zeigt SMITH 1974b (*Fig.19 – 26b*, S.438). **Natriumreichere** Antiperthite ($Or_{80-85}$ $Ab_{15-20}$ $An_{<0.5}$) tendieren zu hypidiomorph – gestreckten Formen (LDI = 3 – 4; Abb.58, *QMD22 – 1, – 11*). In plastisch deformierten Andesinen quarzfreien Monzodiorits erscheinen deutlich gestreckte Kalifeldspatkörper (LDI = 4 – 5, Länge = 150 – 200µm). Sie breiten sich entlang der Albitlamellen aus, wobei sie einen unregelmäßigen, im (100) – Schnitt gedrungen – spindelförmigen Habitus mit fetzenförmigen Ausbuchtungen subparallel (001) annehmen. Identische Texturen sind aus norwegischen Charnockiten beschrieben (DAHLBERG in SMITH 1974b, S.430, *Fig.19 – 21c, d*). Die Antiperthite im Monzodiorit liegen jedoch **weder** als isometrisch – tropfenförmige Körper (*"blebs"*) **noch** als flach – spindelförmige Täfelchen vor (in periodischer Staffelung), wie sie sich durch Hochtemperatur – Entmischung über Nukleations – – Wachstumsprozesse in den von KAY (1977) untersuchten 2Px – Anorthositen bildeten.
Folgende Prozesse können zur Genese der Antiperthite in der Diorithülle des Ballachulish Complex beigetragen haben:
– – – diffusionsgesteuerte Entmischung während langer Temperzeiten oberhalb 1000°C (KAY 1977), modifiziert durch
– – – Verdrängungsvorgänge, möglicherweise begünstigt durch plastische Deformation des Andesins (*MD98*) und
– – – spätmagmatische Aktivität freier Fluide (*QMD152*, mit mehr als 25Vol% Bi + Am; vgl. den **idiomorphen** Antiperthit – Habitus in Pegmatiten und Graniten: SMITH 1974b, S.426 – 439).

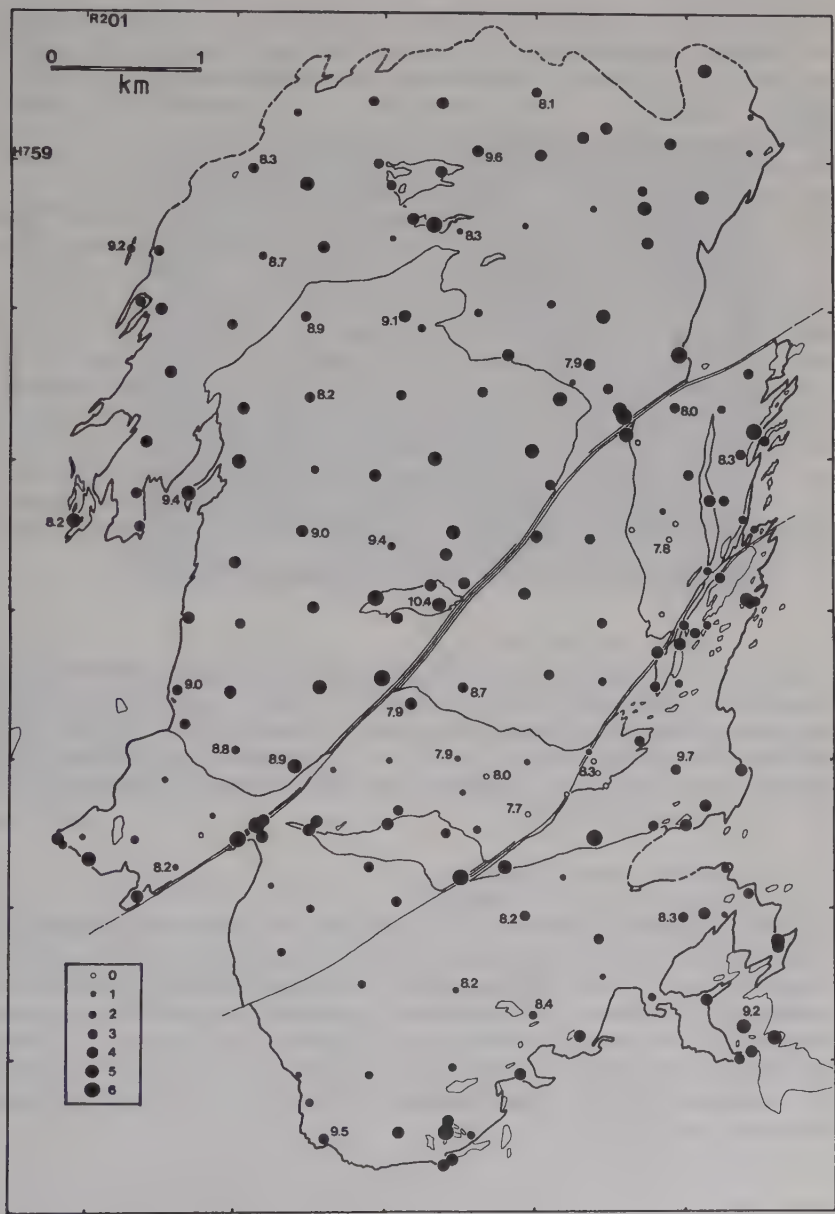
### 3.4.1 – 8 Verdrängung und Umwandlung

Eine spät – bis postmagmatische **Verdrängung** von Plagioklas durch Alkalifeldspat ist im Monzodiorit (Abb.35) wie im peripheren Quarzdiorit (Abb.39) verbreitet. Die Korrosion beginnt vom Rand her und kann parallel zu (001) – Spaltrissen, Albitlamellen und der Karlsbader – Zwillingsebene bis zur nahezu vollständigen Resorption des Plagioklas fortschreiten. Dabei findet jedoch keine orientierte Ummantelung von Andesin durch Kalifeldspat statt (*"Antirapakivi – Säume"*), wie sie aus dem Ben Nevis – Massiv beschrieben wird (SCHUBERT 1973, S.61). Bereits **plastisch deformierte** Plagioklase werden bei einer späteren **Verdrängung** durch Alkalifeldspat weder texturell noch volumenmäßig bevorzugt, so daß keine genetische Verbindung zwischen beiden Prozessen zu bestehen scheint. Plagioklas – Verdrängungsrelikte sind aufgrund ihrer unregelmäßig – fetzenförmigen Umrisse leicht zu identifizieren (Abb.39 und 35, Mitte), womit sie sich von entmischten, isometrisch – hypidiomorphen Tropfenplagioklasen (*"blebs"*; Abb.35: rechts oben) deutlich unterscheiden. Die Resorption muß nicht im Subsolidusbereich erfolgen, sondern kann auch spätmagmatisch mit Beteiligung einer mobilen Alkali – Restschmelze unter thermodynamischen Gleichgewichtsbedingungen ablaufen (HENDERSON 1984; vgl. Abschnitt 5.5).

Myrmekite und gröbere Quarzgranophyre (im Intergranularalbit zwischen Plg und Akf) erscheinen nur lokal in der Granit – Randfazies (*GD63 + 91*), der hybriden Übergangszone zum Quarzdiorit (*QMD106 + 107 + 139*), an Granitkontakten und Störungszonen (*GD103,MG119,QMD214 + 244*). Diese deuterisch – metasomatischen Bildungen sind an die Aktivität **postmagmatischer** Fluide (PARSONS & BROWN 1984, S.346) nach der Konsolidierung des Zentralgranits gebunden (<450 – 500°C; PARSONS 1978, S.6). Bei dieser wechselseitigen **Subsolvus – Reaktion** wird die Korngrenze zwischen **beiden** Feldspatphasen instabil und unter Bildung getrübten Korngrenzalbits (z.T. mit Quarzmyrmekiten) korrodiert, vergleichbar der Intergranular – Reaktion zwischen Mafiten (Cpx * Bi – – > Qz ± Tit, Abb.44).

Die **Serizitisierung von Plagioklas** ("Hellglimmer" – Pigmentierung) entspricht einer niedrigthermalen Na – – K – Metasomatose im sauren Milieu, wobei niedrige pH – Werte die Bildung feinschuppigen *Muskovits* begünstigen (Verschiebung des Ionengleichgewichts $H^+ < - - > K^+$ nach rechts). Der Serizitisierungsgrad von Plagioklas im Dünnschliff abgeschätzt und in 6 Stufen von "0" (Sz. fehlend) bis "6" (vollständige Sz.) regional dargestellt (Abb.29), um die Aktivität spätmagmatisch – hydrothermaler Phasen abzuschätzen. Sowohl der Serizitisierungsgrad von Plagioklas als auch Morphologie und Intensität perthitischer Entmischung im Alkalifeldspat (Abb.33; 3.4.2 – 5) sind mit dem **Sauerstoff – Isotopenverhältnis** ($^{18/16}O$) als Funktion spätmagmatisch – hydrothermaler Aktivität positiv korreliert (HOERNES et al. 1985). Aus Abbildung 29 ist ersichtlich, daß im Bereich des felsitischen Mikrogranits (mit dem höchsten Isotopenwert) sowie an den beiden Störungszonen die hydrothermale Umwandlung **aller** Gesteine am intensivsten ist. Der Serizitisierungsgrad ist in der Diorithülle (mit Ausnahme der **pelit**kontaminierten Partien bzw. der Kontakte zu Pelit und Appinit, im SE des Massivs) durchschnittlich **geringer** als im Granit (höher differenziert, $H_2O$ – reicher), wobei die Plagioklase im **hypersthen**führenden Monzodiorit (mit den niedrigsten Isotopenwerten) und in mesokraten Pyroxen/ Amphibol – Dioriten dagegen **nicht** bzw. sehr schwach serizitisiert sind. H.KIRSCH & H.J.LIPPOLT (Heidelberg) erstellten $^{40/39}Ar$ – Spektren an Plagioklas-konzentraten zweier Dioritproben (*MD167*, *QMD228*). Die Sattelspektren lassen auf eine episodische, jedoch relativ **kurz nach der Intrusion** erfolgte Serizitisierung der Plagioklase in der Ballachulish – Diorithülle schließen (im Gegensatz zu einem mitteldevonischen Gabbro des Odenwaldes). Beide Proben geben Hinweise auf K – Ar – Abkühlungsalter der Plagioklase von 415 ± 6Ma (für 400 ± 50°C; H.KIRSCH, pers.Mitt. im Juli 1986).

**Abb.29**: Intensität der Serizitisierung von Plagioklas in Magmatiten des Ballachulish Complex, im Dünnschliff abgeschätzt (von *"0"* = minimal bis *"6"* = maximal). Zahlen beziehen sich auf Sauerstoffisotopen – Verhältnisse $^{18/16}O$ im Gesamtgestein (7.7 – 10.4 $^{o}/_{oo}$ im Bereich magmatischer Normalwerte; HOERNES et al. 1985). Lithologische Grenzen entsprechen Abbildung 6.



## 3.4.2 ALKALIFELDSPAT

### 3.4.2 – 1 Texturen

Wie bereits in Abschnitt 3.1 beschrieben (Abb.19a – c), erscheint innerhalb der Diorithülle Alkalifeldspat als Spätkristallisat entweder xenomorph auf Zwickeln zwischen Plagioklasleisten (im Monzodiorit) oder poikiloblastisch (im Quarzdiorit). Dagegen ändert sich der Akf – Habitus von der nichtporphyrischen, hybriden Mischfazies zur *porphyrischen* Normalfazies des Granits von xenomorph (Phänoblasten) zu hypidiomorph (nach (010) plattige Akf – Großkristalle; vgl. Abb.19c + 60). Experimentelle Untersuchungen und Modelle von FENN (1977), SWANSON (1977), KIRKPATRICK (1981) und LOOMIS (1982) zeigen, daß solche **porphyrischen Texturen** nicht nur während einer Kristallisation bei ***variabler*** Abkühlungsrate entstehen (**hiatal**porphyrische Textur), sondern auch Produkte einer ***einstufigen*** Kristallisation darstellen können (unter ***konstanten*** Bedingungen geringer bis fehlender Schmelzunterkühlung, relativ niedriger Nukleationsdichte und hoher Wachstumsrate). So ist die maximale **Wachstumsgeschwindigkeit von Alkalifeldspat** unter vergleichbaren physikochemischen Bedingungen (Granit – – Granodioritsystem, 0 – 12Wt% $H_2O$, P = 2 – 8kb, starke Unterkühlung um 100 – 300°C) generell um den Faktor **5 – 10** höher als diejenige von Plagioklas ($An_{20-50}$); experimentell ermittelte absolute Wachstumsraten ($10^{-5} - 10^{-9}$cm/sec) sind jedoch nicht unmittelbar auf **plutonische** Magmensysteme (mit Abkühlungsraten von $10^{-3} - 10^{-4}$ °C/a, BUNTEBARTH 1986) übertragbar.

### 3.4.2 – 2 Zwillinge und Zonarbau

Die meist als Karlsbaderzwillinge entwickelten Einsprenglinge besitzen einen ausgeprägten magmatischen Einschlußzonarbau (Abb.60, rechts: *Plg + Bi* ), der mit einem deutlichen chemischen Zonarbau gekoppelt ist (4.3.1 – 2). Der resultierende Materialkontrast ist nicht nur lichtmikroskopisch, sondern auch elektronenmikroskopisch gut erkennbar, wie das Kathodolumineszenzbild der Akf – Probe *243* zeigt (Abb.30).

### 3.4.2 – 3 Optik und Al/Si – Ordnungsgrad

Akf – Achsenwinkel wurden in 25 Gesteinsproben (davon 15 Mikrosondenpräparate, vgl. Tab. IVa) mit dem U – Tisch gemessen, um den Al/Si – Ordnungsgrad auf Teraederplätzen präzise zu bestimmen (SU et al., 1984). Die Messungen beschränkten sich ausschließlich auf **optisch homogene** Körner sowie Mesoperthite mit periodisch – feinlamellaren Strukturen (≦ 1 – 5µm). In mikroperthitischen Akf – Körnern des Monzodiorits beziehen sich die $2V_x$ – Messungen auf homogene "Matrix" – Areale **zwischen** den tropfen – bis schlauchförmigen Entmischungen (3.4.2 – 5).

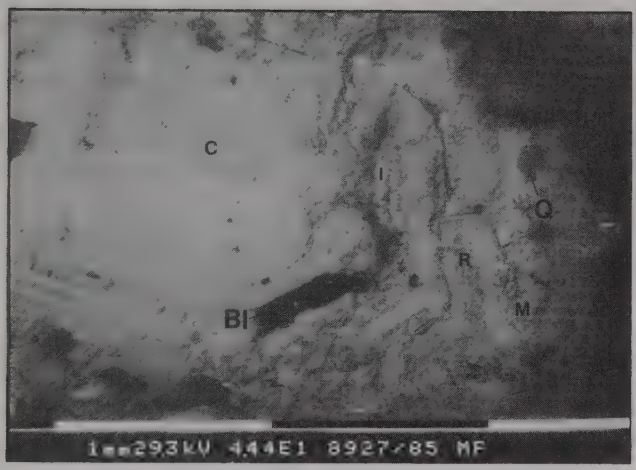



**Abb.30**: Kathodolumineszenzbild eines verzwillingten, 4 mm langen Alkalifeldspat – Einsprenglings im Monzogranit. Die Intensität der Grautöne nimmt mit steigendem Natriumgehalt zu (dunklere Blautöne der Lumineszenz; PARSONS & BROWN 1983, S.3).
Die chemische Zusammensetzung des idiomorph – zonaren Akf – Großkristalles variiert mit

$Or_{60 - - > 75}$ $Ab_{39 - - > 23}$ $An_{3 - - > 0}$ $Cn_{3.8 - - > 1.4}$ vom Kern *C* zum Rand *M*

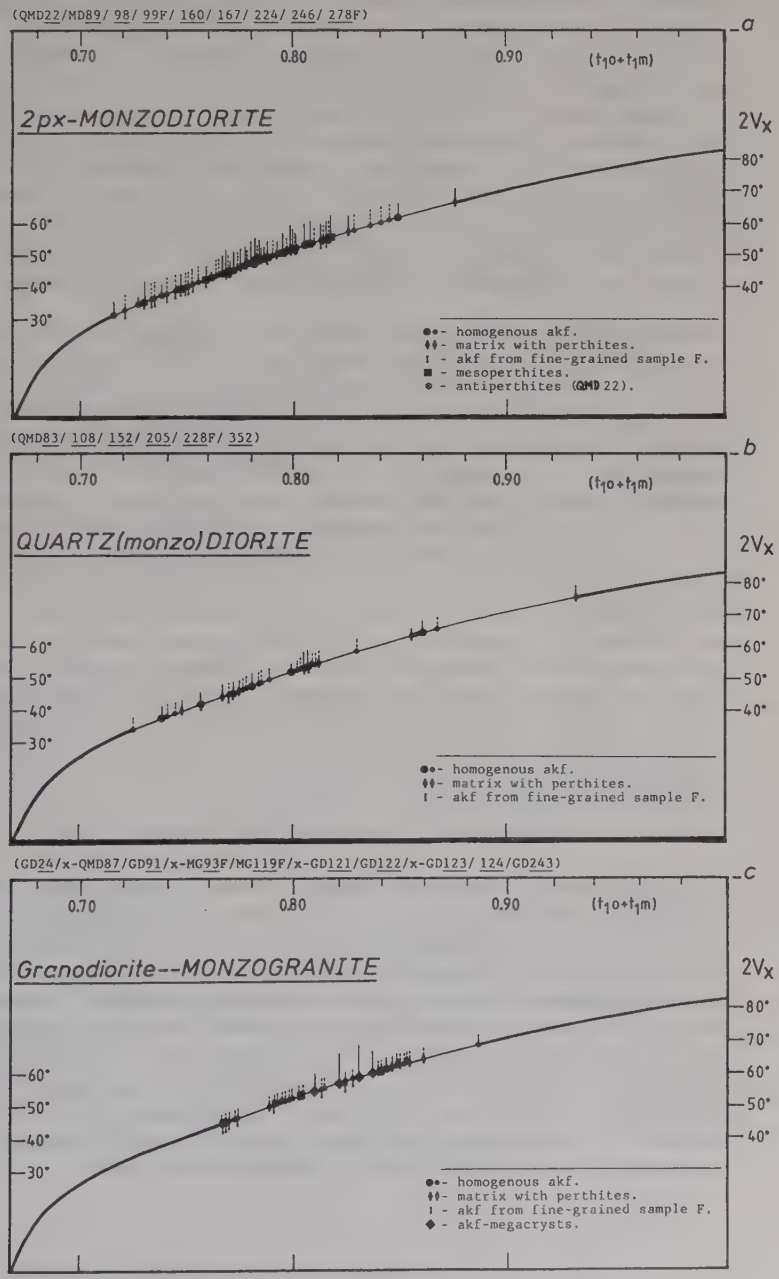
(mit isometrischen Quarzeinschlüssen *Q* ). In der Zone Mitte/Rand (*//R* , mit länglichem Biotiteinschluß *bi* ) ist ein oszillierender Wachstumszonarbau mit Rekurrenzen ausgeprägt (vgl. Abb.60, rechts).
Monzogranit *243*, Horizontalschnitt.

Die Achsenwinkeldaten zahlreicher, mit der Mikrosonde untersuchter Alkalifeldspäte (Tab.IVa des Anhangs) wurden hinsichtlich ihrer Albitkomponente korrigiert, wobei auf Anregung von H.KROLL (Münster) ein 2V – konturierter bc – Plot verwendet wurde (STEWART & RIBBE 1983, S.128). Das Diagramm zeigt, daß sich der Kf – Achsenwinkel $2V_x$ im Bereich *"intermediärer Mikrokline"* (in der Reihe Hochsanidin – – Tiefmikroklin mit einer Al – Besetzung von 0.75 – 0.85 auf $t_1o + t_1m$; SU et al. 1984, S.442) bei Zumischung von 30 Mol% Albitkomponente um durchschnittlich 8° erhöht (vgl. auch SMITH 1974a, S.380/*Fig.8 – 5*). Somit erscheint eine Korrektur von – 0.25°/ 1 Mol%Ab realistisch (durchgezogene Korrekturlinien, Abb.31 + 32). Der direkte Einfluß weiterer Fremdkomponenten auf den Absolutwert des Achsenwinkels von Alkalifeldspäten ist vernachlässigbar klein: Selbst in **albit**reichen Mischkristallen würde eine Substitution durch 5% Anorthitmolekül den Achsenwinkel (bei $t_1o + t_1m = 0.75$) nur um $\leqq 1°$ senken (SMITH 1974a, S.381), während 5% Celsianmolekül ($Ba[Al_2Si_2O_8]$) den Achsenwinkel **orthoklas**reicher Mischkristalle nur um $\leqq 1°$ vergrößern würde; all diese $2V_x$ – Variationen bewegen sich deutlich innerhalb des $2V_x$ – Meßfehlers am U – Tisch ($\pm 0.5 - 1°$ konoskopisch bis $\pm 1.5 - 2°$ orthoskopisch, TRÖGER 1969).

Die Achsenwinkel von Alkalifeldspäten aus den drei Typgesteinen Hypersthen – **Monzodiorit**, **Quarz**(monzo)**diorit** und Granodiorit – – **Granit** sind in Abb.31 auf einen Ausschnitt der $2V_x$/ $[t_1o + t_1m]$ – Sigmoidalkurve nach SU et al. (1984) projiziert. In diesem Bereich $[t_1o + t_1m] = 0.67 - 1.00$ steht die optische Achsenebene erwartungsgemäß ± senkrecht zu (010), wie Kontrollmessungen der Achsendispersion ergaben (r > v, sehr gering, ermittelt an 40 – 50µm dicken Schliffpräparaten mit einem *LEITZ* – Verlaufsfilter). Die in Abb.31 dargestellten Diagramme zeigen eine hohe Variationsbreite des Al/Si – Ordnungsgrades im Bereich Orthoklas – (intermediärer) Mikroklin innerhalb der drei Gesteinstypen. Trotz der Vorteile gegenüber der *GUINIER* – Röntgendiffraktometrie (zeitaufwendige Messungen an Pulverkonzentraten; Subkornareale sind exakt weder chemisch definiert noch räumlich lokalisiert) repräsentiert der hier an mikroskopisch homogenen Akf – Körnern ermittelte ***Ordnungsgrad*** nur einen **durchschnittlichen** Strukturzustand der **Volumenäquivalente** submikroskopisch entmischter, kryptoperthitischer Phasen (STEWART & RIBBE 1983, S.137; P.RIBBE, pers.Mitt. im Juni 1983). Dennoch lassen sich durch statistische Messungen Rückschlüsse auf die **Intervallbreite** des Ordnungsgrades ziehen.

Generell verschiebt sich das Schwerpunktsintervall der Al/Si – Ordnung vom Monzodiorit [0.76 – 0.80] über Quarzdiorit (bimodale Verteilung [0.77 – 0.81]) bis zum Granit [0.79 – 0.85]. Dabei nimmt der Volumenanteil höher geordneten Alkalifeldspats signifikant zu. Bemerkenswert ist, daß die Al/Si – Ordnung der optisch untersuchten Alkalifeldspäte eine Obergrenze von [0.87 – **0.92**] nicht überschreitet, alle Proben also im **metastabilen** "Orthoklas" – Strukturzustand vorliegen – – – die Inversion zum Tiefmikroklin (*"maximum microcline"*) erfolgt erst bei $[t_1o + t_1m] \sim 0.95$.

**Abb.31.** Al/Si – Ordnungsgrad der Alkalifeldspäte in den drei Typgesteinen *Monzodiorit, Quarzdiorit* und *Granit*. Der Ordnungsgrad auf $[t_1o+t_1m]$ ist als Funktion des optischen Achsenwinkels im $2V_x$ – Diagramm nach SU et al. (1984) dargestellt.




$(t_1o+t_1m)$ ±0.02; $2V_x$ corrected for $albite_{ss}$ with –0.25°/ 1mole% Ab.

Dies entspricht der petrographischen Beobachtung, daß Alkalifeldspäte selbst in retrograd überprägten Randfaziespartien oder im zentralen Leukogranit von Ballachulish allenfalls **Ansätze** zu einer undulös verschwommenen "Schachbrettstruktur" in Schnitten // (001) zeigen, nirgends jedoch eine typische Mikroklingitterung (McLAREN 1984). Wie komplex die Wechselwirkung kinetischer Prozesse mit der thermisch – strukturellen Geschichte von Alkalifeldspat sein kann, verdeutlicht die $2V_x$ – Variabilität von **16°** (47 – 63°) in einem nicht zonaren, nur 1.5 mm großen Akf – Korn in der Grundmasse der Granitprobe *122* (Abb.25a). Hier erscheinen unregelmäßig begrenzte Domänen metastabilen "Orthoklases" [0.77], die mit höher geordneten Partien [0.84] abwechseln. Die kleinsten Ordnungszustände (um [0.74]) weisen Alkalifeldspäte aus feinkörnigem Monzodiorit auf (Abb.31, oben). Eine **hohe Abkühlungsrate** scheint in diesen "abgeschreckten" Gesteinspartien die diffusive Al/Si – Equilibrierung des Alkalifeldspats deutlich begrenzt zu haben (vgl. Abb.7; Proben *99F + 278F*).

Um den Einfluß von Fremdelementen auf die Kinetik des Al/Si – Ordnungsprozesses abzuschätzen, ist in Abbildung 32 der albitkorrigierte Akf – Achsenwinkel (als Funktion des Strukturzustandes) aufgetragen gegen die Konzentrationen von Anorthit – und Celsianmolekül (aus Mikrosondenanalysen, Tab.IVa). Es fällt auf, daß der Ordnungsgrad ternärer Alkalifeldspäte des Monzodiorits mit zunehmendem An – Gehalt (>2Mol%) stark abnimmt (Trend *A*, Abb.32b), speziell bei Mesoperthiten aus **fein**körniger Fazies *F* (*MD278*, vgl. Abb.7). Dagegen zeigen Mesoperthite aus **gröber**körnigem Monzodiorit relativ hohe Achsenwinkel, vermutlich aufgrund lamellarer Vergröberung und Oligoklas – Nukleation (*N?*). Ein *"best fit"* der strukturellen Variabilität aller Alkalifeldspäte der Monzodiorit – **Normalfazies** erzeugt einen Trend (*B*, gestrichelt; Abb.32b), der bei **niedrigen** An – Gehalten (<1.5Mol%) ***anomal*** verläuft: Achsenwinkel bzw. Ordnungsgrad **steigen** mit zunehmender An – Substitution, während der Trend im Quarzdiorit gegenläufig ist (*qd*/An, Abb.32b). Der **Bariumgehalt** ist bei Konzentrationen bis 2Mol% Cn nicht mit dem Al/Si – Ordnungsgrad korreliert und scheint selbst bei höheren Anteilen (2 – 4Mol% Cn in Akf – Einsprenglingen des Granits; Abb.32b, *gr*) keinen wesentlichen Einfluß auf die Al<– – –>Si – Diffusion auszuüben.

Der gegenüber der Alkalidiffusion selbst bei hohen Temperaturen äußerst träge ablaufende **Austauschprozeß** ***Al<– – –>Si*** (YUND 1983, S.210 – 215) wird im wesentlichen von **Abkühlungsrate**, **Wasseraktivität** (YUND & TULLIS 1980) und der **Substitution** des Alkalifeldspats mit **divalenten Elementen** gesteuert. Durch erhöhte Temperaturen ist der Einbau zweiwertiger Kationen (speziell des **Ca**) begünstigt, was mit einem Ladungsausgleich $Al^{3+}$<– – –>Si gekoppelt sein muß. Eine solche $R^{2+}$ – Substitution im Akf – Gitter hemmt (besonders bei hoher Abkühlungsrate) die Kinetik des Al/Si – Ordnungsprozesses (SMITH 1983, S.293/294). Daher blieben ***An – reiche*** Alkalifeldspäte im hochtemperierten, deutlich $H_2O$ – untersättigten Monzodiorit (und dort speziell in **fein**körnigen Zonen) bevorzugt im metastabilen Orthoklas – Strukturzustand erhalten.

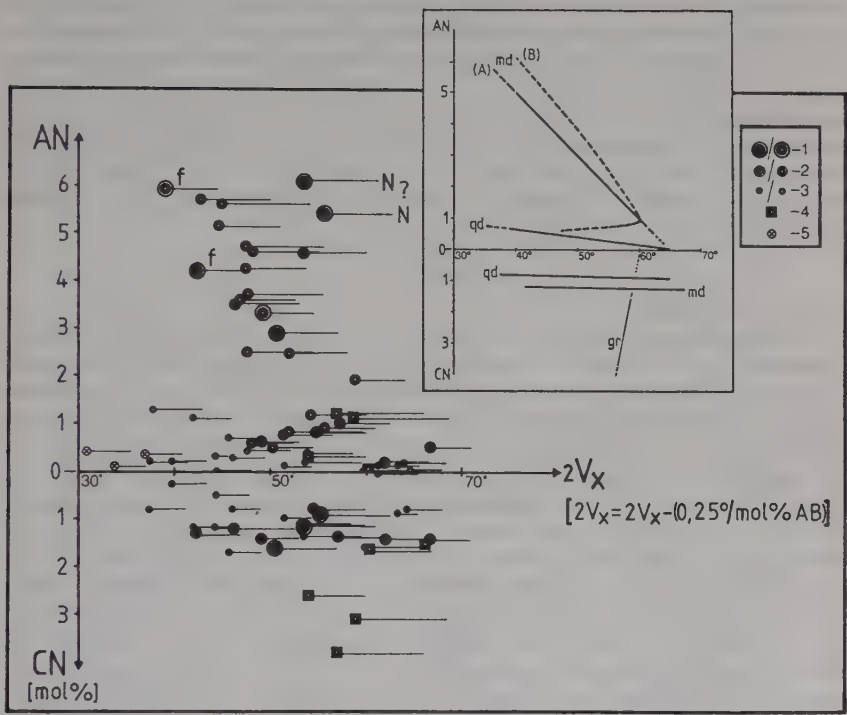



**Abb.32**: Konzentration der Fremdkomponenten Anorthit (*AN*) und Celsian (*CN*) in Alkalifeldspäten der drei Typgesteine *Monzodiorit, Quarzdiorit* und *Granit*, aufgetragen gegen den optischen Achsenwinkel $2V_x$ (albitkorrigiert), als Funktion des Al/Si – Ordnungsgrades (vgl. Abb.31).
Legende: 1 = Mesoperthit; 2 = Homogener Akf im Monzodiorit *md*; 3 = Perthitischer Akf im Quarzdiorit und Granit (*qd*); 4 = Akf – Einsprenglinge im Granit *gr*; 5 = Antiperthite im Andesin des Monzodiorits. Horizontale Linien entsprechen dem Betrag der Achsenwinkelkorrektur (als Funktion des Albitgehaltes im Akf). Abbildung 32 b zeigt mögliche strukturelle Entwicklungstrends für Alkalifeldspat in den drei Typgesteinen. Nähere Erlauterung werden im Text gegeben (3.4.2 – 3).

Während bei dem Quarzdiorit/Granodiorit – Trend *qd*/An (Abb.32b) der Al/Si – Ordnungsgrad mit abnehmendem Anorthitgehalt im Alkalifeldspat steigt (bei zunehmender Wasserkonzentration, besonders im Granitsystem), scheint der obenerwähnte *anomale* Akf – Strukturtrend *B* *"trockener"* Monzodiorite im An – armen Bereich (≦1Mol% An) weitgehend unabhängig von der geologischen Position der Proben zu sein (und somit unabhängig von der Abkühlungsrate). Dagegen erhöhen Anorthitgehalte von **2 – 6** Mol% die initiale Al/Si – Unordnung Alkalifeldspat so stark, daß eine strukturelle Reequilibrierung bei den herrschenden Diffusionsraten ($D^* < 10^{-20} cm^2/sec$; YUND 1983, S.215) selbst in geologischen Zeiträumen nicht mehr vollzogen wird – – – dies gilt besonders für die "abgeschreckte" Randfazies *F* (*MD278*, vgl. Abb.7) mit ihren niedrig geordneten Alkalifeldspäten (s.o.).

### 3.4.2 – 4 Einschlüsse

Im Alkalifeldspat des **Monzodiorits** sind regellose Einlagerungen dünner **Rutil**nadeln weit verbreitet. Das zur Rutilbildung benötigte Titan kann aus Ti – Magnetiten stammen, die im Diorit bereits oberhalb 850°C zu reequilibrieren beginnen (4.4.3). Die Kristallisation dieser *"Hypersolvus"* – Rutile ist **älter** als die Bildung lamellarer Mesoperthite und granophyrischer Mikroperthite, da die z.T. innerhalb Ca – reicher Plagioklastropfen nukleierten Rutilnadeln bei der Perthitentmischung je nach Raumlage mehr oder weniger stark zerlegt wurden (Abb.35). Eine besonders intensive "Zerhackung" weisen die Rutile in feinlamellaren Mesoperthitkörnern auf (Abb.36, *ru*). Ordnungs – und Entmischungsvorgänge im Solvusbereich des Alkalifeldspats bewirken neben elastischer Verspannung und mechanischer Versetzung des Akf – Gitters auch eine Freisetzung von $Fe^{3+}$, das auf den Anschnittflächen der Rutilstengel als weitere *Oxydphase* gebunden wird. Diese sekundäre Oxydphase (Pseudobrookit oder Ilmenit) bildet gelblichbraune bis orangebraune, zur c – Achse des Rutils **epitaktisch** orientierte, pseudohexagonale (?) Blättchen (~ 5µm Ø, stumpfwinklig zu c) und stark gestreckte, dünne Täfelchen (2 – 5 * 20 – 35µm, ± //c). Alkalifeldspäte des Granits (*"pink granite"*) sind mit feinstem braunrotem **Hämatit**pigment durchstäubt, das bei magmatischen Temperaturen als $Fe^{3+}$ im Akf – Gitter gelöst war (Substitution für Al; SMITH 1983).

### 3.4.2 – 5 Entmischungen

Um Morphologie (SPRY 1969, S.182) und regionale Verteilung der **Perthitentmischung von Alkalifeldspat** zu erfassen, wurden Dünnschliffe von 196 Proben ausgewertet und die Resultate in Abbildung 33 dargestellt. Im ± quarzfreien **Monzodiorit** ist eine charakteristische Suite krypto – bis mikroperthitischer Entmischungen entwickelt, wie sie sonst nur für *"trockene"* Charnockite, Granulite und Alkaligranitoide typisch ist (DAHLBERG in SMITH 1974b, S.224 + 225; YUND et al. 1980; YUND & ACKERMAND 1979). Die mikroperthitischen Texturen umfassen – – – neben optisch homogenen, z.T. kryptoperthitischen Alkalifeldspäten (Abb.34) – – – Fadenperthite bis Mesoperthite (Abb.36), Tropfenperthite und gedrungen – schlauchförmige, z.T. *"granophyrische"* Mikroperthite Abb.37 + 38).

**Abb.33:** Morphologie und regionale Verteilung der Perthitentmischung von Alkalifeldspat im Ballachulish Igneous Complex.
Legende: 1 = Akf fehlt; 2 = Mesoperthite, Tropfenperthite und granophyrische Mikroperthite; 3 = Optisch homogener Akf, 4 = Fleckenperthite und Flammenperthite; 5 = Grobe Flaserperthite. Lithologische Grenzen entsprechen Abb. 6.

**Abb.34**: TEM – Dunkelfeldaufnahme eines Alkalifeldspat – Kryptoperthites, Hypersthendiorit *89*. Der 4.3•3 µm große Ausschnitt zeigt kryptoperthitische Lamellen *C* (in einer mittleren Periodizität von ~ 0.15µm) und albitverzwillingte, 0.2 – 0.7 µm breite Domänen *AB*. Die nichtkohärenten, gestreckt – spindelförmigen Bereiche *AB* entsprechen möglicherweise den Fadenperthiten im *"mesoperthitischen"* Alkalifeldspat der Abbildung 36. Foto: C.KRAUSE (Münster).

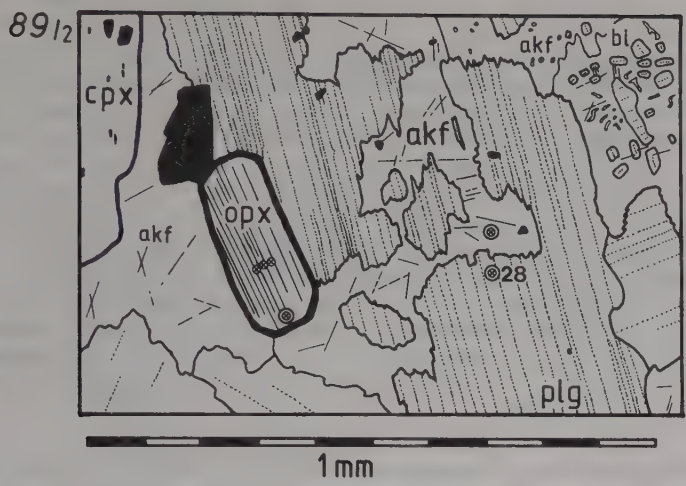



**Abb.35:** Alkalifeldspat korrodiert Plagioklas ($An_{28}$). Akf ist von zahlreichen Rutilnadeln durchsetzt und hat Tropfenplagioklase (*bl*, rechts oben) und schlauchförmige Mikroperthite entmischt. OC – Monzodiorit; Horizontalschnitt mit Mikrosonden – Analysepunkten.

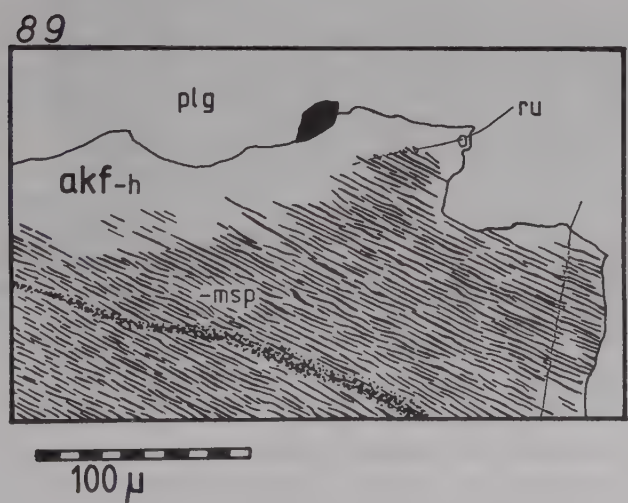



**Abb.36:** Mesoperthitisches Alkalifeldspatkorn (*–msp*) mit optisch homogener Randzone (*–h*) und Rutilnadeln (*ru*); OC – Monzodiorit.

Speziell in feinkörnigen Faziesbereichen des Monzodiorits (Abb.7) können Akf – Körner mit haarförmigen **Fadenperthiten** in enggestaffelter lamellarer Verwachsung erscheinen, die stellenweise in optisch homogene Randbereiche übergeht (Abb.36); **texturell** stellen solche Alkalifeldspäte zwar ***Mesoperthite*** dar (SMITH 1974b, S.403), zeigen jedoch chemisch deutliche Abweichungen von der Zusammensetzung *"typischer"*, oft antiperthitischer Mesoperthite (mit Or<<Ab, vgl. 4.3.1 – 2). Die Breite der in durchschnittlich 3 – 7 µm Abstand gestaffelten Lamellen bewegt sich häufig an der Grenze optischer Auflösung (≦ 0.5 – 2µm), während die Länge 15 – 50 µm erreicht. Der Volumenanteil der K – reichen Phase dürfte bei etwa 60 – 70% liegen. Ob es sich bei diesen Lamellen noch um z.T. kohärente Entmischungen (Oligoklas – – $Andesin_{ss}$?) handelt, sollen weitere Untersuchungen mittels Transmissions – Elektronenmikroskopie (TEM) in Kooperation mit C.KRAUSE (Karlsruhe) klären. Texturell ähnliche Mesoperthite mit welligen, z.T. aufgabelnden Lamellen beschreiben DAHLBERG (Mesoperthit, Lamellen mit $An_{18}$) und SPENCER (Mondstein – *"Schattenperthit"*) in SMITH 1974b, S.404 + 423.

Die Größe isometrischer **Tropfenperthite** (*"blebs"*, vgl. YUND et al. 1980) liegt bei durchschnittlich 10 – 15 * 20 – 30 µm (Abb.35 + 37); diese *"blebs"* sind Ca – reich (basische Oligoklase mit $An_{25-30}$; 4.3.1 – 2) und können Albit – Zwillingslamellen zeigen. Größere Plagioklas – Entmischungskörper sind bezüglich Größe und Habitus (hypidiomorph – gedrungen) nicht mehr von Grundmasse – Plagioklasen ($An_{30-35}$) zu unterscheiden; ebenso kontinuierlich ist der Übergang kleiner "Plagioklastropfen" (<10µm Ø) zu gedrungen – schlauchförmigen, bis 10*150 µm großen Mikroperthiten, wie im REM – Foto der Abbildung 38 zu sehen ist. Speziell im **grob**körnigen Monzodiorit mit Hydroxylphasen (uralitisierter Cpx sowie Bi – Qz – Symplektite, 3.4.7) bildeten sich **gröbere**, *granophyrische* Mikroperthite, die – – – ähnlich wie Quarzmyrmekite – – – entweder subradial aggregiert sind (Abb.37, *gp*) oder entlang undeutlicher Rautenmuster optisch zueinander orientiert sein können. Identische Entmischungstexturen aus Hypersthendioriten des Ben Nevis – Massivs interpretiert SCHUBERT (1973, S.77 – 81) als *"Verdrängungen von Pyroxenen, Hornblende und Biotit durch **wurmperthitischen** Kalifeldspat..., wobei Teile von gleichzeitig verdrängtem Plagioklas als reliktische **Tropfen** zurückbleiben..."*. Obwohl fünf Proben aus der Hypersthendioritzone des Ben Nevis zu Vergleichszwecken mikroskopiert wurden, konnte die Deutung SCHUBERT's nirgends verifiziert werden. Sowohl granophyrische Mikroperthite als auch Plagioklastropfen stellen keine Verdrängungsrelikte dar, sondern entstanden während mehrphasiger Entmischungsstadien (vgl. YUND et al. 1980), wie anhand detaillierter Mikrosondenuntersuchungen dargelegt wird (4.3.1 – 2).

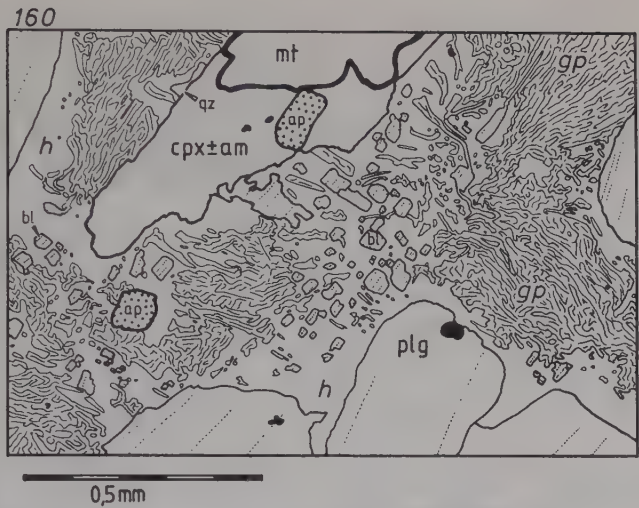



**Abb.37**: Alkalifeldspat mit granophyrischen Mikroperthiten (*gp*) und hypidiomorphen Tropfenplagioklasen (*"blebs" bl*) sowie optisch homogenen Partien (*h*, am Kontakt zu korrodiertem Plagioklas).
Grobkörniger OC – Monzodiorit.

**Abb.38**: Ternärer Alkalifeldspat aus Hypersthendiorit *167* (Korn *3 – 2*); die Bildbreite der REM – Aufnahme entspricht 0.18 mm. Die *Backscatter* – Abbildung zeigt eine Suite heterogener Entmischungen mit einem hypidiomorphen Andesin des Grundmasse – Typs (*GM*), isometrischen Tropfenplagioklasen (*BL*) und länglichen granophyrischen Mikroperthiten (*GP*).

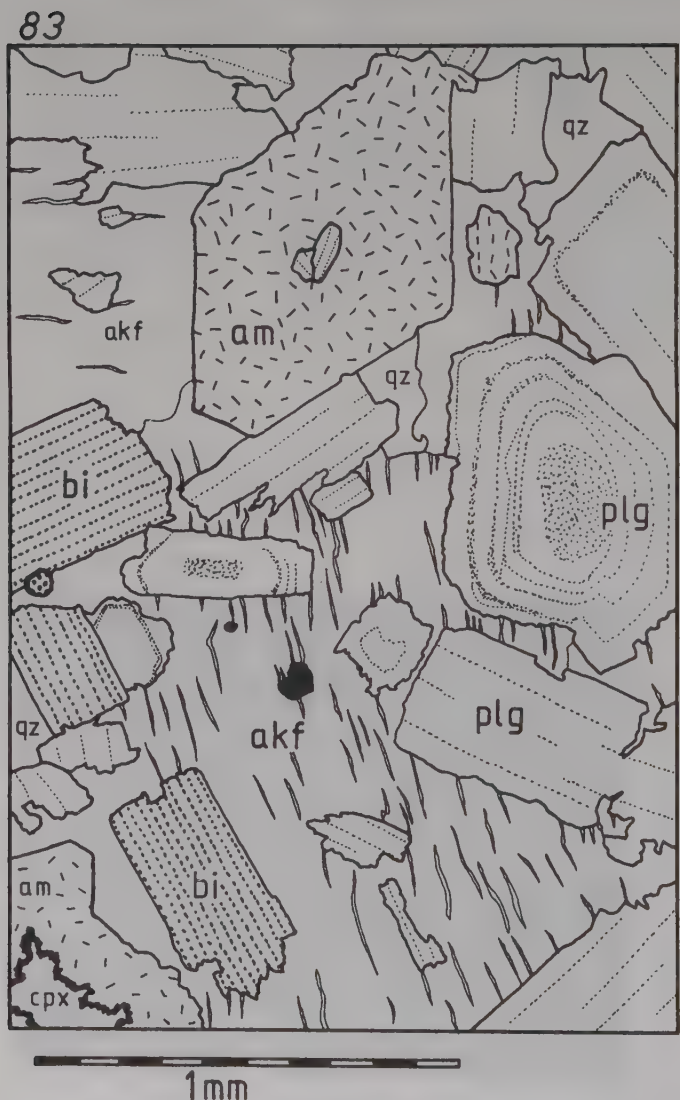



**Abb.39**: Poikiloblastischer Alkalifeldspat mit Flammenperthiten, schließt korrodierten, deutlich zonargebauten Plagioklas ein. Als Mafite überwiegen hypidiomorpher Amphibol und Biotit. BA – Quarzmonzodiorit, Horizontalschnitt.

Alkalifeldspäte des **Quarzdiorits** sind entweder optisch völlig **homogen** (speziell in der kontaktnahen Fazies mit Pelitxenolithen; Abb.33) oder weisen – – – ebenso wie Alkalifeldspat aus quarzführendem Hypersthendiorit – – – vereinzelt unregelmäßige **Albitflecken** von 20 – 50 µm Ø auf. In manchen Quarzmonzodioriten der Randfazies erscheinen im Alkalifeldspat ($Ab_{25-30}$) scharfbegrenzte **Flammenperthite**, die 30 * 200 µm Größe erreichen können (Abb.39).

Grobe, bereits makroskopisch erkennbare Flecken – und **Flaserperthite** (sie werden 50*300 – 600µm groß) charakterisieren Alkalifeldspäte der **Granit** – Normalfazies und des zentralen Mikrogranits. In der hybriden Mischfazies mit dem Quarzdiorit (im NW – Teil des Monzogranits) und am Kontakt der Granodiorit – Apophyse (im Osten) zu "trockenem" Hypersthendiorit und Quarzit fehlen solche groben Flaserperthite. Hier sind nur Fleckenperthite (<50µm Ø) entwickelt, wie sie für Alkalifeldspäte des Quarzmonzodiorits typisch sind.

Nach PARSONS (1978) und PARSONS & BROWN (1984, S.347) stellen *grobe, unregelmäßig begrenzte Mikroperthite* durchwegs ***deuterische, postmagmatische Entmischungen*** dar, die in enger genetischer Beziehung zur **Aktivität hydrothermaler Fluidphase**(n) stehen. Während die Entmischungstexturen in der Suite Monzodiorit – – Quarzmonzodiorit (zumindest im lichtmikroskopischen Maßstab) noch eine gewisse strukturelle **Kohärenz** mit dem Kristallgitter des Alkalifeldspats aufzuweisen scheinen (Mesoperthite, *"blebs"*, gitterorientierte granophyrische Mikroperthite und scharfbegrenzte schmale Flammenperthite), resultiert mit zunehmendem Differentiationsgrad vom Quarzdiorit zum Granit (5.5) ein nahezu vollständiger Kohärenzverlust, wobei mit der Anreicherung *"magmatischen Wassers"* auch der Volumenanteil deuterischer Flecken – und Flaserperthite steigt (zur genetischen Abfolge der Entmischungen siehe Abschnitt 4.3.2).

### 3.4.3 QUARZ

Quarz fehlt im **Monzodiorit** weitgehend oder bildet symplektitische Reaktionsprodukte mit Mafiten (z.B. *QMD22*; Solidusreaktion px*bi = >qz, Abb.44). Im **Quarzdiorit** sitzt er überwiegend auf Zwickeln (spätmagmatische Genese), wobei Amphibol – – – wie in der Randfazies des Granits (z.B. *GD3*) – – – verdrängt werden kann (z.B. *QMD83 + 204*). Im Granit bildet Quarz isometrisch – xenomorphe Körner, die entlang streifiger Bahnen zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse (<35µm) enthalten können (EVANS et al. 1979). Nur die Proben *GD69 + 103 + 104* in unmittelbarer Nachbarschaft der Ballachulish Fault (2.5) zeigen **schwache** kataklastische Granulierung des undulös auslöschenden Quarzes mit streifenförmigen Translationen und begrenzter Rekristallisation auf Korngrenzen (kohäsive Kataklasite, SIBSON 1977). Miarolithische Hohlräume dieser Zone können idiomorphe Tiefquarze hydrothermaler Genese tragen. Rutilnadeln und Apatit sind als Einschlüsse im Quarz aller Gesteine verbreitet; innerhalb des Quarzdiorits tritt auch langstengliger Zirkon hinzu (3.4.10).

## 3.4.4 ORTHOPYROXEN (Hypersthen)

### 3.4.4 – 1 Habitus und Textur

Orthorhombischer Pyroxen ist **Typusmineral im Monzodiorit**; es verschwindet mit zunehmenden Quarz – und Amphibolgehalten:
In quarzführenden Monzodioriten mit 4 – **max.**11 Vol% Qz ist Orthopyroxen meist völlig durch Amphibol – II ersetzt (3.4.6 – 2). Orthopyroxen bildet schlanke, leistenförmig gestreckte, nach (100) dicktaflig verzerrte Kristalle, die in der Monzodiorit – Normalfazies 3 – 4 mm //c erreichen; eine fluidale Einregelung parallel zu Andesinleisten ist weit verbreitet (Abb.40b). Orthopyroxene der Grundmasse (<0.5mm) sind hypidiomorph entwickelt, während größere Kristalle hypidiomorphen bis idiomorphen Habitus aufweisen. Nukleationsdichte, Wachstumsrate und Habitus der Orthopyroxene sind stark von der Abkühlungsrate abhängig (WEISS & TROLL 1984): Leicht gestreckte, idiomorphe Großkristalle von **1 – 3** mm Länge und gedrungen – hypidiomorphe, wachstumsbehinderte Kristalle der Grundmasse charakterisieren die langsam abgekühlte, grobkörnige Zentralfazies (Abb.40c) und die **Normalfazies** (Abb.40b) des Monzodiorits, während in der "abgeschreckten" **Randfazies** (*"chilled margin"*, Abb.7 + 17; vgl. COX et al. , S.283 – 286) bei hoher Abkühlungsrate die Korngröße des Orthopyroxens drastisch reduziert ist (Abb.40a). Dabei kühlte sich die Schmelze (die hier bereits **Augit**kristalle enthielt) so schnell ab, daß das Temperaturintervall maximaler Opx – Wachstumsrate kinetisch "überfahren" wurde und bei starker Unterkühlung das Stadium maximaler Opx – Nukleationsdichte erreicht war (KIRKPATRICK 1981). Die resultierende Textur (Abb.40a) ist dominiert von ophitischen Klinopyroxenen (mit Plagioklaseinschlüssen, 3.4.5 – 3), umgeben von Kornaggregaten (*"clusters"*) zahlloser kleiner, hypidiomorph – gedrungener Orthopyroxene. Frei entwickelte, idiomorphe Opx – Kristalle sind relativ selten und werden mit steigender Kristallgröße deutlich gestreckter. Hier existiert eine **lineare** Abhängigkeit des Längen/Dicken – Index **LDI** von der Kristall – Länge L //c [mm]:
LDI = 2.1 + 3.7 * L (r = 0.68; *MD278* ; WEISS & TROLL 1984, S.21).
Weitere Hinweise auf eine starke Schmelzunterkühlung am *"chilled margin"* noch **unter** die Temperatur des $H_2O$ – gesättigten Equilibrium – Solidus des Monzodioritsystems (5.3) gibt die Pyroxen – Geothermometrie (4.2.4 – 2). Dagegen ist die Morphologievariation bei Großkristallen der Normalfazies durch ein LDI – "Plateau" (konstanter LDI) mit Übergang zu **exponentieller** LDI – Reduktion bei Grundmassepyroxenen gekennzeichnet. Ursache ist die zunehmende gegenseitige Wachstumsbehinderung durch höhere Nukleationsdichte und trägere Schmelzdiffusion bei fortschreitender Kristallisation.

### 3.4.4 – 2 Optik

Orthopyroxen unterscheidet sich von koexistierendem augitischem Klinopyroxen durch charakteristische grobe Risse ⊥ c und eine deutlich höhere Lichtbrechung. Im Schnitt //(010) ist er farblos; ein rosafarbener Pleochroismus

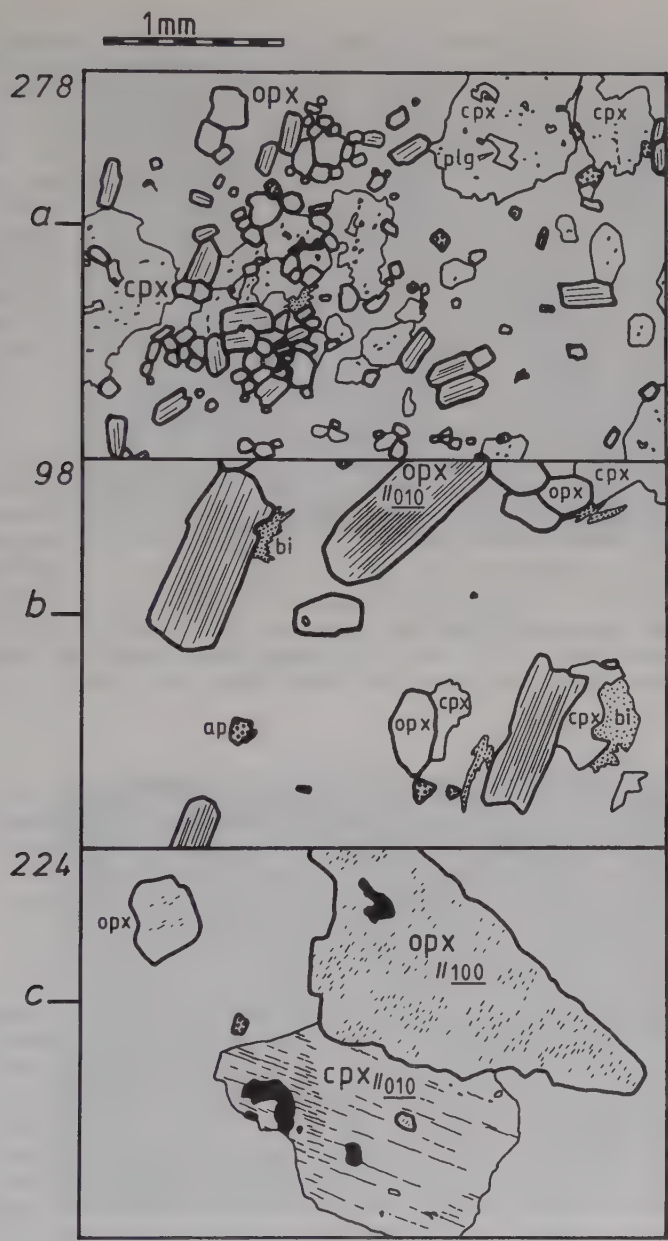



**Abb.40a – c**: Faziestypen des Hypersthen – Monzodiorits; Horizontalschnitte.
– **(a)**: Feinkörnige Randfazies (*"chilled margin" 278* , Abb.7) mit subophitischem Augit (*cpx*, mit Plagioklas – Einschlüssen) und Opx – Kornaggregaten (*"clusters"* ).
– **(b)**: Normalfazies *98* mit fluidal eingeregeltem Hypersthen (vgl. Abb.19b).
– **(c)**: Grobkörnige Fazies *224* mit Ilmenitschüppchen (im Opx) und Erzlamellen (im Cpx).

wird nur im Schnitt maximaler Doppelbrechung //(100) deutlich (Interferenzfarben rot – blau I). In **keiner** Probe wurden Zwillinge, optischer Zonarbau oder Deformationserscheinungen beobachtet. Der optische Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 51 – 54°(*MD167*), die Dispersion ist schwach (r > v). Da sich der Ca – Gehalt des Orthopyroxens optisch nicht quantifizieren läßt, variiert je nach Wahl der Achsenwinkelkurve *"Ca – frei, Plutonite"* (HESS) bzw. *"Ca – haltig, Vulkanite"* (KUNO, in TRÖGER 1971, S.78) der ermittelte Chemismus von 65 bis 50 Mol% $Enstatit_{ss}$. Mikrosondenanalysen (Tab.IVb des Anhangs) ergaben eine Durchschnittszusammensetzung mit 60 – 65 Mol% En – und 2.5 – 3 Mol% Wo – Komponente, was mit der *"plutonischen"* Optik dieser Orthopyroxene korrespondiert. Optisch und chemisch nahezu identische Orthopyroxene beschrieben HASLAM (1968) und SCHUBERT (1973) aus dem Ben Nevis – Massiv.

### 3.4.4 – 3 Einschlüsse

Einschlüsse im Orthopyroxen sind selten; es finden sich überwiegend Plagioklas und Ilmenit sowie Titanomagnetit und säuliger Apatit (in Randzonen). Gegenüber Augit tendiert Hypersthen eher zu **idiomorphem** Habitus und weist eine deutlich **geringere** Zahl von Einschlüssen auf; diese sind jedoch *größer* als im Augit (Abb.57 + 58). Ursache ist die gegenüber Klinopyroxen um ~ 20% höhere Anisotropie der Oberflächenenergie und die um 6 – 7% höhere absolute Oberflächenenergie (SPRY 1969, S.148) des dichter gepackten, **schneller** als Augit wachsenden Orthopyroxens (vgl. NANEY 1983, S.998 oben).

### 3.4.4 – 4 Entmischungen

Entlang der (100) – Ebene von Hypersthen – Großkristallen aus Normalfazies und grobkörnigem Monzodiorit sind bräunlich durchscheinende **Ilmenit**schüppchen in feinster Verteilung entmischt (< 1 – 2µm), die gut nur in Schnitten //(100) sowie ⊥ c erkennbar sind (Abb.40c). Lichtbeugung und Totalreflexion an diesen, bevorzugt auf Innenzonen der Kristalle konzentrierten Entmischungen verursachen den bereits makroskopisch charakteristischen Schillereffekt (3.1).

Scharen subparallel gestaffelter, gröberer **Entmischungslamellen** sind u.d.M. in (010) – Schnitten geringster Doppelbrechung deutlich sichtbar und durchsetzen entlang der Ebene minimaler Grenzflächenenergie (100) häufig den gesamten Kristall. Randzonen können ausgespart sein, wobei die Zahl der unterschiedlich breiten und z.T. auskeilenden Lamellen im Orthopyroxen der feinkörnigen Randfazies abzunehmen scheint. Diese Variationen lassen sich sowohl auf eine höhere Abkühlungsrate als auch auf primär niedrigere Ca – Gehalte zurückführen (4.2.4 – 2). Die auf dem U – Tisch gemessene Auslöschungsschiefe z/c der niedrig lichtbrechenden Lamellen liegt bei 30 – 35°, was auf einen diopsidischen Klinopyroxen schließen läßt (TRÖGER 1971, S.779). Hoher Licht – und Doppelbrechungskontrast täuschen selbst in auf dem U – Tisch orientierten Opx – Kristallen eine **überhöhte** Cpx – Lamellenbreite von < 5 bis zu 10 µm vor.

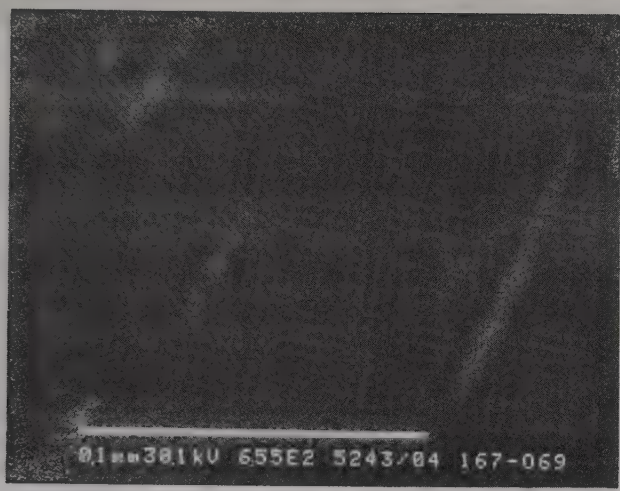



**Abb.41**: Orthopyroxen *167 – 6* (vgl. Abb.58) im Schnitt //(010).
Das Ca – Verteilungsbild (REM – *EDAX* ) zeigt **calciumreiche**, lamellare Partien, die *scheinbar* 1 – 2.5 µm breit sind (vgl. Abb.42).

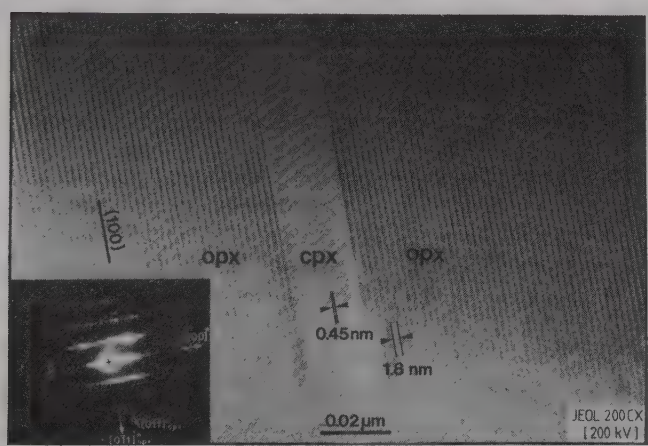



**Abb.42**: TEM – Vielstrahlabbildung und Beugungsbild einer 0.02 µm breiten Augit – Entmischungslamelle in Hypersthen (*MD98* ). Deutlich erkennbar sind die 18Å – periodischen (100) – Netzebenen des Orthopyroxens.
Foto: H.FEUER (Frankfurt); In: FUESS et al. (1986).

Daher zeigen elektronenmikroskopische *Backscatter*–Aufnahmen und REM–Verteilungsbilder (Abb.41, in Zusammenarbeit mit W.BERNOTAT/Karlsruhe angefertigt) sowie Mikrosondenprofile mit kleinstmöglichem Strahldurchmesser (0.5µm) nur geringe chemische Fluktuationen (±2Mol% Wo, Abb.62a) und nichtperiodische, lamellare Anomalien (<1–3µm).

1984 begann H.FEUER (Frankfurt) mit detaillierten elektronenmikroskopischen Untersuchungen (TEM) der Hypersthene und Augite in Monzodioritprobe *98*. TEM–Bilder der Hypersthene zeigen die orientierte Entmischung augitischen C2/c–Klinopyroxens parallel der (100)–Ebene des Orthopyroxens (Abb.42), wobei die Cpx–Lamellen nur eine Breite von 8 nm–0.1 µm erreichen und nur wenige Wachstumsstufen an der nahezu perfekt ausgebildeten Phasengrenze zum Opx aufweisen (H.FEUER, pers.Mitt. im Dez. 1984). Es konnten keine weiteren Ausscheidungen nachgewiesen werden (wie etwa metastabile *Guinier–Preston*–Zonen), die z.B. in Bronziten des subvulkanischen Stillwater Complex erscheinen können (PUTNIS & McCONNELL 1980, S.210; BUSECK et al. 1980, S.173). Dies ist ein Hinweis auf eine sehr **langsame Abkühlung**, die zur vollständigen Separation in die beiden Gleichgewichtsphasen Klinopyroxen und Orthopyroxen führte (FUESS et al. 1986). Nach ROBINSON (1980, S.458) entmischen Hypersthene des Bushveld Complex erst weit im Subsolidusbereich (bei ~ 600°C) Augitlamellen //(100).

### 3.4.4–5 Verdrängung und Umwandlungen

Eine Phasentransformation des Orthopyroxens kann durch drei verschiedene Prozesse erfolgen, die ein breites Temperaturintervall vom Stadium der Platznahme des Dioritmagmas bis in den hydrothermalen Bereich überstreichen.

**(1)** Abb.43a zeigt die Verdrängung und gitterorientierte Ummantelung von Orthopyroxen durch Klinopyroxen ("Koronastruktur", *MD99–7*). Bei dieser **magmatischen** Reaktion wandelt sich frühkristallisierter, **Mg–reicher Hypersthen** mit fraktionierter Schmelze bereits **oberhalb** 800°C/3kb zu Augit ±Ilmenit um (4.2.4–2). Wie im Monzodiorit des Ben Nevis (SCHUBERT 1973, S.105) erreichen die "epitaktisch" **ummantelten Relikte** je nach Resorptionsstadium noch 0.7–0.8mm Länge (Abb.43a+b). Obwohl solche Opx–Relikte in zahlreichen Proben des Ballachulish Complex nachgewiesen werden konnten (*22 37 86 89 96 99 100 101 156 158 160 161 217 245 246 247 250 252 256 270 271 274 278 279 355*), ist keine klare Systematik bezüglich Relativgröße oder regionalem Verteilungsmuster erkennbar; generell scheinen die Relikte jedoch in der (±quarzführenden) **Peripherie** der Hypersthendiorit–Subzone (Abb.6, Zone *9/10*) bevorzugt aufzutreten, möglicherweise aufgrund schnellerer Abkühlung (bzw. Schmelzunterkühlung) in diesen feinkörnigen, nicht selten mit Pelit-xenolithen kontaminierten Partien (vgl. 5.4.4).

**(2)** Typisch für retrograde Umwandlungen des Hypersthens im Bereich des **Solidus** sind zweiphasige, homoaxial orientierte Reaktionssäume mit farblosem Amphibol–II und grünem Amphibol–I ±Magnetit (z.B. *MD89*, Abb.57).

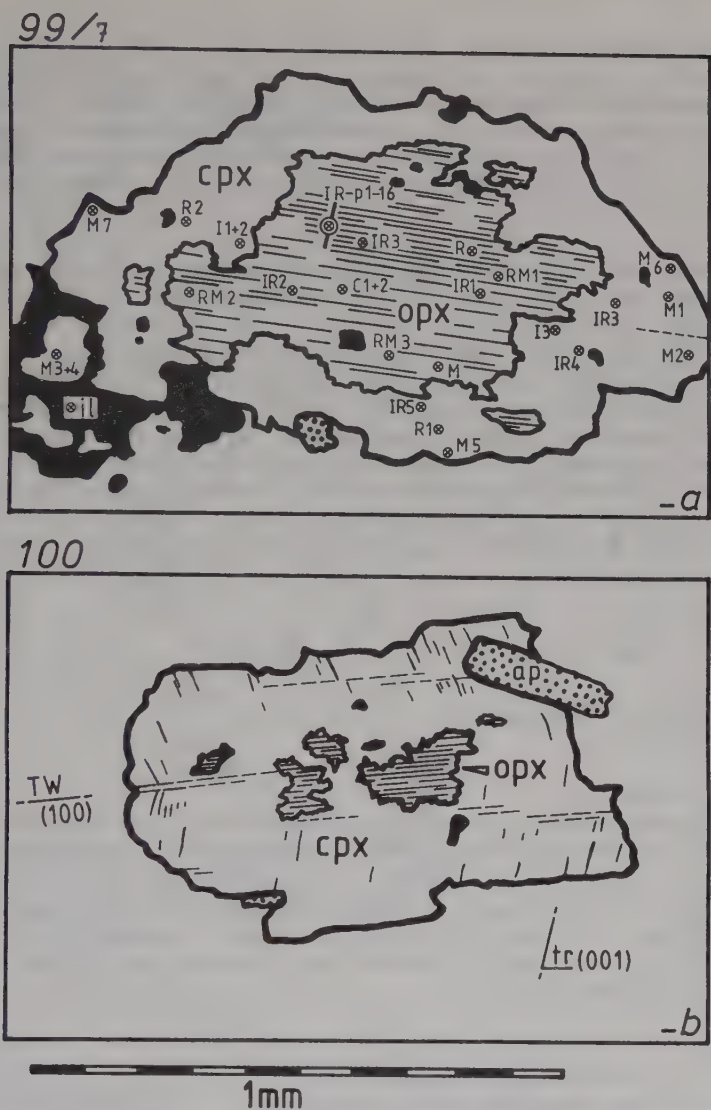



**Abb.43a:** Orientierter Augit – Reaktionsmantel um Mg – reichen Hypersthen, der Augitlamellen //(100) entmischt hat. Mikrosonden – Meßprofile auf diesem (010) – Schnitt sind markiert (vgl. Abb.57 und Tab.IVb). Links: Ilmenit.

**Abb.43b:** Hypersthen – Kornrelikt, in fortgeschrittenem Resorptionsstadium umgeben von einem breiten, nach (100) verzwillingten Augitmantel (mit randlich eingelagertem Apatit, rechts). Zahlreiche feinste Entmischungslamellen von (?) Pigeonit sind (sub)parallel der Spur der (001) – Gitterebene orientiert. Feinkörniger OC – Monzodiorit, Horizontalschnitt.

Optische und chemische Daten der Amphibole werden in den Abschnitten 3.4.6 und 4.4.1 – 1 gegeben. Im Spätstadium der spät – bis postmagmatischen **Uralitisierung** des Orthopyroxens liegen //(100) orientierte, lamellare "Erzskelette" und Kornaggregate aus Magnetit – Maghemit in einer grünen Amphibol – Matrix, speziell im Übergangsbereich des Monzodiorits zu pelitkontaminiertem Quarzdiorit (z.B. *MD86, D313, QMD358* ) und in der Randfazies des Intrusivkomplexes (z.B. *MD112, D114 + 214* ).

**(3)** Eine postmagmatisch – **hydrothermale** Umwandlung des Orthopyroxens beschränkt sich auf Dioritpartien direkt am **Granit**kontakt (z.B. *D215 + 270, QMD355* ), auf Störungszonen (z.B. *D217 + 271* ) und Partien mit lokalen Kataklasen (z.B. *D114, MD167* ). Bei der Hydratisierung wird Hypersthen entlang von Korngrenzen, Querbrüchen und (100) – Lamellen in grünlichbraun – blättrige **Serpentin**minerale (oxydierter Greenalith?) oder in gold**gelben** bis bräunlichgelben Talk ± Maghemit umgewandelt. Der fasrig erscheinende, optisch gerade auslöschende Talk zeigt orangegelbe bis blaue Interferenzfarben II.Ordnung. Bei den Modalanalysen wurden Serpentinminerale und Talk mit farblosem Amphibol – II (postmagmatisch gebildeter Aktinolith, 3.4.6 – 2) als gemeinsame Sekundärprodukte des Hypersthens zusammengefaßt (*"Am – II"*, in Tab.IIa des Anhangs).

## 3.4.5 KLINOPYROXEN (Augit)

### 3.4.5 – 1 Habitus

Monokliner Pyroxen ist **primär** nur im Monzodiorit und Quarzdiorit kristallisiert; im Granit erscheint die Phase durchwegs als teilresorbierter Mafit, speziell in der Randfazies bzw. in der hybriden Übergangszone zur Diorithülle (Abb.9). Klinopyroxen der Grundmasse ist meist nur xenomorph entwickelt; hypidiomorphe **Großkristalle** sind nach (010) **dick**plattig verzerrt, weswegen eine fluidale Einregelung der gegenüber Hypersthen eher isometrischen Klinopyroxene nur selten deutlich wird.

### 3.4.5 – 2 Verzwillingung, Zonarbau und Optik

Die Klinopyroxen – Kristalle sind nahezu farblos; nur in (010) – Schnitten wird ein schwacher blaßgrüner Pleochroismus sichtbar ($n_z$). Einfache **Zwillinge** sind weit verbreitet, wobei eine zentrale (100) – Verwachsungsebene (oder eine schmale Mittellamelle) zwei Kornhälften trennt. Eine (101) – Verzwillingung schief zu den Prismenflächen ist viel seltener, scheint jedoch für Klinopyroxen aus **feinkörnigen** Hypersthendioriten charakteristisch zu sein (Abb.57: *89 – 9, 246 – 1, 278 – 6* ).

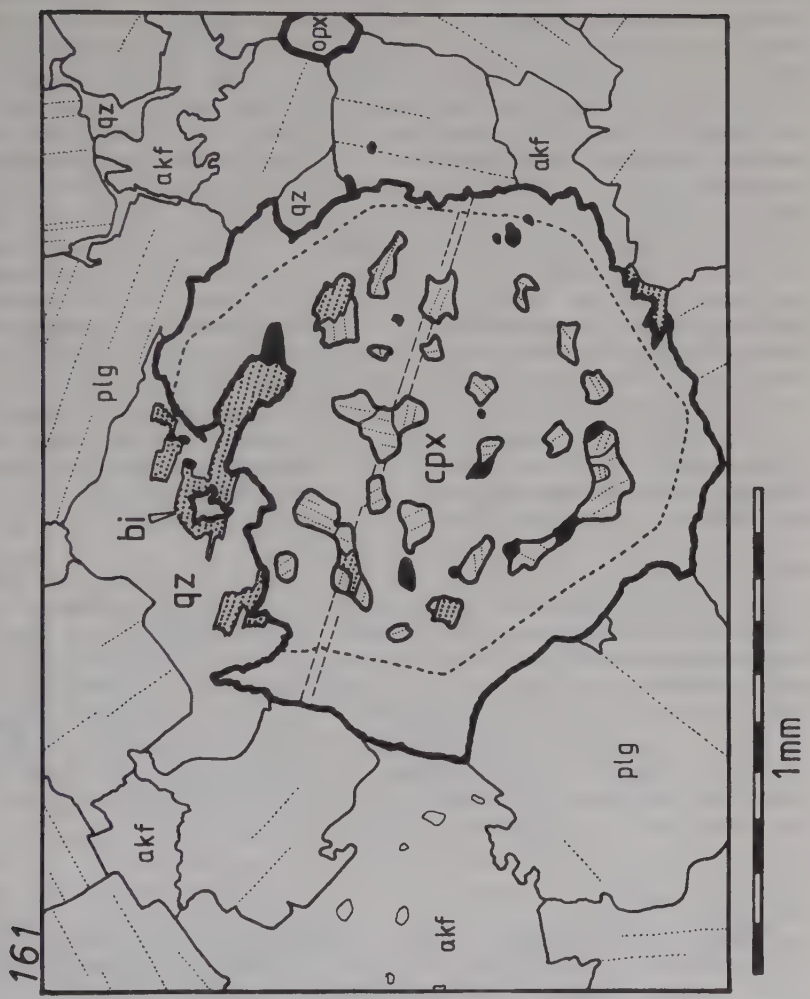



**Abb.44**: Zonargebauter, senkrecht zur c – Achse geschnittener Augitzwilling mit Wachstumseinschlüssen von Plagioklas (*"Siebtextur"*). Am oberen Rand des Klinopyroxens ist eine Korrosion durch Quarz und Titanbiotit erkennbar (Cpx – Zerfallsreaktion nahe des Solidus). OC – Quarzmonzodiorit; Randfazies der Hypersthendiorit – Subzone.

Nur in manchen Monzodioritproben (*161 + 167* : Abb.44) zeigt sich – – – speziell in Schnitten ⊥ c – – – ein schwacher optischer **Zonarbau** mit Variationen in Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe und Doppelbrechung ($n_{z-x}$ = 0.023 – 0.026, mittels eines *BEREK* – Kompensators ermittelt); die Achsendispersion ist überall gering (r ~ v). In diesen zonaren Klinopyroxenen nehmen Doppelbrechung und Achsenwinkel systematisch vom Kern zum Rand hin zu (Abb.24: *MD160 + 167* ). Die maximale Schwankungsbreite reicht von $2V_z = 45^o$ (*MD167* ) bis $59^o$ (*MD160* ). Dagegen können die (mit 59 – $62^o$ generell höheren) $2V_z$ – Werte in **Quarz**dioriten selbst innerhalb kleiner Kornbereiche relativ stark variieren (Abb.24: *QD111* ). Die konjugiert an Cpx – Zwillingen auf dem U – Tisch gemessene **Auslöschungsschiefe** z/c auf (010) streut innerhalb des hypersthenführenden Monzodiorits nur wenig (43 – $45^o$), nimmt aber mit zunehmender Reequilibrierung und Uralitisierung der Augite im Quarzdiorit bis auf ≦36 – $37^o$ ab (z.B. *QMD32 + 152* ) und sinkt schließlich in der hybriden Granit – Randfazies bis auf Werte von 25 – $27^o$: Solche "Klinopyroxene" (z.B. Korn *123 – 5*, Abb.60) mit anomal hohen Achsenwinkeln ($2V_z$ ~ $70^o$) und ± fehlender Achsendispersion sind trotz der gegenüber dem jüngeren Amphibolmantel ($am_1$) noch deutlich **höheren** Lichtbrechung bereits völlig uralitisiert ($am_x$) – – – dies ist jedoch erst durch Mikrosondenanalysen nachweisbar (4.4.1 – 1). Ursache des scheinbar "hohen" Chagrins dieser Pyroxenrelikte könnte der **interne** Reliefkontrast sein, welcher durch Trübung mit Einlagerung zahlloser kleiner Erzpartikel hervorgerufen wird.

Bei Vergleich der optischen Daten mit den Diagrammen von HESS (in TRÖGER 1971, S.80 + 81) handelt es sich bei den Klinopyroxenen aus den Dioriten von Ballachulish und Ben Nevis (HASLAM 1968, SCHUBERT 1973) um **salische Augite**. Mikrosondenanalysen zeigen (4.2.4 – 2), daß die Intergranularvariation des optischen Achsenwinkels der Augite mesokrater **Monzodiorite** hauptsächlich mit dem Einbau von Hedenbergit – Komponente (± CATS – Molekül) erklärbar ist, während sich die deutlich vergrößerten (und trotz ± konstanter $Fe^{2+}/Mg$ – Verhältnisse relativ stark variierenden) Cpx – Achsenwinkel in leukokraten **Quarzdioriten** überwiegend auf Fluktuationen der Wollastonit – Komponente durch Ca – Reequilibrierung bezogen werden können (4.2.4).

### 3.4.5 – 3 Einschlüsse

Proben aus der Peripherie der Hypersthendioritzone enthalten Augite, deren Kernzonen (neben Titanomagnetit) zahlreiche Plagioklas – Einschlüsse enthalten können (Abb.44 und 58, rechts). Hierbei handelt es sich nicht um Zerfallsprodukte einer wechselseitigen Reaktion, sondern um **Wachstumseinschlüsse** (z.B. *QMD22 + 161, MD167 + 278* ):
Die z.T. "tropfenförmigen", hypidiomorphen bis xenomorphen Plagioklase sind **nicht** bevorzugt orientiert (weder zueinander noch gitterorientiert zum Augit) und können einen "Phantom" – Zonarbau des Klinopyroxens vorzeichnen (Abb.44), wobei der An – Gehalt der Plagioklaseinschlüsse entsprechend dem Zonarbau in Großplagioklasen variiert (Abb.57: *22 – 5, 246 – 1* ). Vereinzelte "Einschlüsse" von Alkalifeldspat (*246 – 1* ), Amphibol (*224 – 5* ) und Biotit (*246 – 1, 224 – 3* ) können durch Schnittlageneffekte auf Kornbuchten und Spaltrissen des Augits vorgetäuscht werden (Abb.57 + 58).

Ähnliche *"porphyroblastische"* Augite mit zonar angereicherten, zahllosen Plagioklaseinschlüssen (*"Siebtextur"* der Kernzone) beschreibt REYNOLDS (1934, S.614+615) aus hybriden Augitmonzoniten und Hypersthendioriten des Newry Complex (Irland). Es erscheint durchaus möglich, daß bereits bei geringer Zunahme der Abkühlungsrate eine zeitliche Annäherung oder Überlagerung der Intervalle hoher Wachstumsgeschwindigkeit (Klinopyroxen) und hoher Nukleationsdichte (Plagioklas) erfolgt, was die Bildung solcher *"Siebtexturen"* in hybriden Übergangszonen oder kontaminierten Randbereichen mancher Intrusivkomplexe begünstigt.

### 3.4.5 – 4 Entmischungen

Lamellare **Entmischungen** einer weiteren Pyroxenphase im Augit lassen sich lichtmikroskopisch nur selten nachweisen; so können nach (100) verzwillingte Augitmäntel um Mg – Hypersthen (Abb.43) "fischgrätenförmige" Lamellenmuster (sub)parallel zur (001) – Gitterebene des Klinopyroxens zeigen (Abb.43b). Da die (001) – Lamellen häufig bereits in eine opake Erzphase umgewandelt oder nur sehr schmal sind (<1 – 5µm), waren keine konsistenten Werte der Auslöschungsschiefe ermittelbar (x/a variiert von 5 – 25°, äquivalent einer Auslöschung z/c von 21 – 41°). Bei diesen Entmischungen handelt es sich höchstwahrscheinlich um **Pigeonit**, der im **sub**mikroskopischen Bereich anscheinend weiter verbreitet ist:

TEM – Untersuchungen an Augiten der Probe ***98*** durch H.FEUER/Frankfurt (pers.Mitt. im Juni 1985) wiesen zahlreiche lamellare Pigeonitentmischungen nach, deren Grenzflächen nur um wenige Grad von den kristallographischen Netzebenen (001) und (100) des Augitwirts abweichen, also entlang der *"irrationalen"* Gitterebenen *'001'* und *'100'* liegen (ROBINSON 1980, S.454). Generell sind die **'001'** – Pigeonitlamellen am breitesten (bis **0.4**µm), wobei ihre Enden nach '100' umbiegen und spitz auslaufen (Abb.45). Wachstumsstufen an '001' bilden bevorzugte Plätze heterogener Keimbildung für schmalere '100' – Pigeonitlamellen Bei planaren Baufehlern in (100) – Richtung (Abb.46; FUESS et al. 1986) handelt es sich möglicherweise um eine beginnende (100) – Mikroverzwillingung, welche die Verzerrungsenergie zwischen Augitwirt und entmischter Pigeonitlamelle reduziert. Auffällig ist die **geringe** Häufigkeit und Orientierung dieser Stapelfehler ('001'/(100) ~ **123°**; FUESS et al. 1986, *Fig.15+16* ), verglichen mit Pigeonittexturen in Augiten des Bushveld Complex (BUSECK et al. 1980, S.179).

Durch Alternieren der Phasengrenzen '001' und '100' können "treppenförmige" Pigeonittexturen entstehen (Abb.47), was auf eine energetische Gleichwertigkeit beider Ebenen hindeutet. Nach KITAMURA et al. (1981b) existiert eine *"morphology change temperature"* (MCT), bei der ein Orientierungswechsel von '001' auf '100' energetisch begünstigt ist. Dieser Wechsel sowie die Orientierung der Grenzflächen zwischen Pigeonit – Entmischungen und Wirtsaugit stellt auch für Augite des Ballachulish Complex ein potentielles Geothermometer dar.

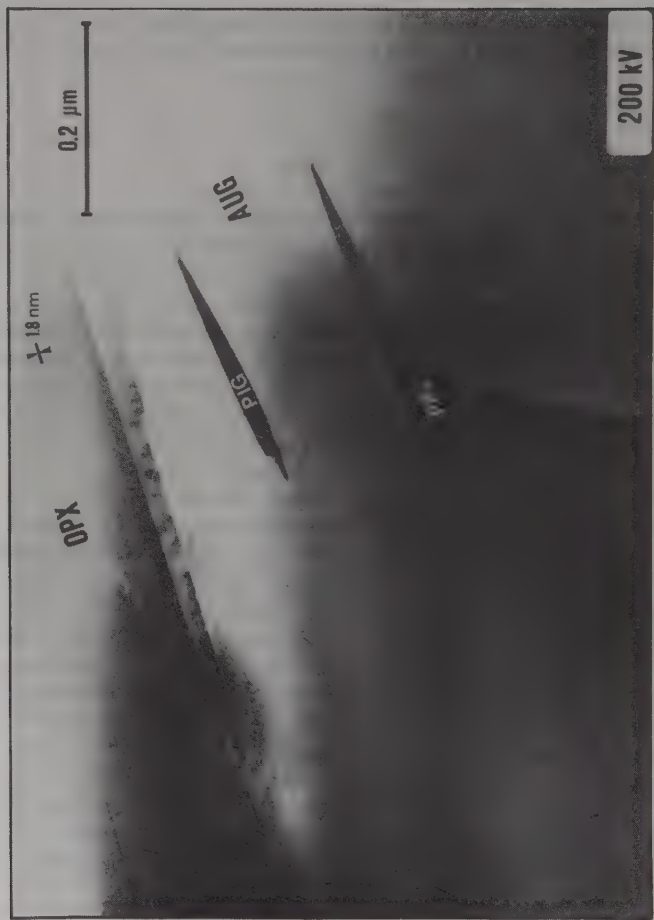



**Abb.45**: TEM – Hellfeldabbildung der Phasengrenze zwischen Orthopyroxen und Augit (*MD98*). Im Hypersthen (*OPX*) sind feine (100) – Augitlamellen erkennbar; der Wirtsaugit (*AUG*, unten) zeigt gröbere Pigeonitentmischungen (*PIG*) entlang '001' und '100' (siehe 3.4.5 – 4). Foto: H.FEUER (Frankfurt). In: FUESS et al. (1986).

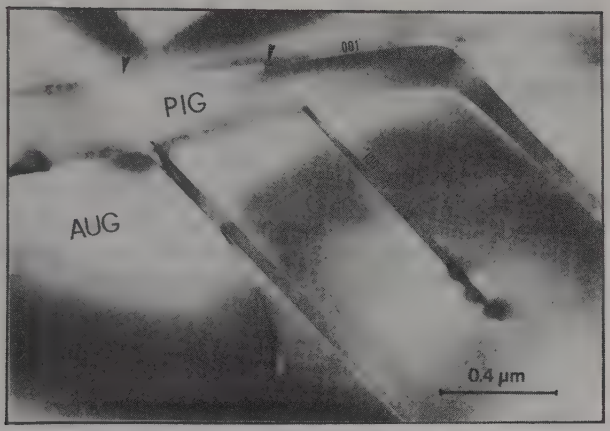



**Abb.46:** TEM – Detailausschnitt einer Augitpartie (*MD98*) mit entmischtem Pigeonit (entlang '001', nach '100' umbiegend). Pfeile markieren Wachstumsstufen, die bevorzugte Keimbildungsstellen für schmalere '100' – Pigeonitlamellen darstellen.

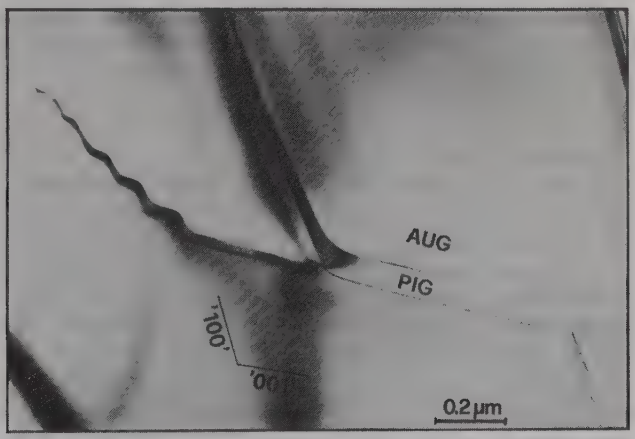



**Abb.47:** Pigeonit – Entmischungslamellen in Augit (*MD98*), z.T. treppenförmig zwischen '001' und '100' alternierend; TEM – Hellfeldaufnahme in Richtung der b – Achse beider Phasen.
Fotos: H.FEUER (Frankfurt). In: FUESS et al. (1986).

Eine Quantifizierung der MTC für diese Pyroxenzusammensetzungen durch die Frankfurter Arbeitsgruppe ist vorgesehen; dies erfordert jedoch weitere morphologische, strukturelle und chemische Untersuchungen mittels TEM, Röntgenbeugung und Mikrosonde (Px – Geothermometrie an gröberen '001' – Pigeonitlamellen im Augit, vgl. Abb.44) sowie die Bearbeitung der feinkörnigen Monzodioritprobe *278* (*"chilled margin"*, Abb.40a).

### 3.4.5 – 5 Verdrängungen und Umwandlungen

Spät – bis postmagmatische Verdrängungen augitischen Klinopyroxens durch Amphibol ("Koronastruktur" des Cpx mit Am – I, Abb.48) sowie Solidus – Zerfallsreaktionen des Pyroxens mit Titanbiotit und Quarz (Abb.44) sind in den Abschnitten 3.4.6 und 3.4.7 – 3 ausführlich beschrieben.

## 3.4.6 Amphibol

Amphibol kristallisiert ausschließlich **sekundär** auf Kosten von Pyroxenen (Uralitisierung); diese spätmagmatischen bis postmagmatischen Teilpseudomorphosen nach Augit und Hypersthen bestehen aus grünem, aktinolithischem (*am – I*) bzw. farblosem *"cummingtonitischem"* Amphibol (*am – II*, nur in **hypersthen**führendem Diorit). In hybriden Granitpartien erscheinende Amphibole sind durchwegs "mechanisch" aus den Dioriten übernommen und werden (ebenso wie in den **unmittelbar** an den Granit grenzenden Quarzdioritzonen) instabil, wobei sich wechselseitige Reaktionstexturen mit Biotit und Magnetit ± Maghemit (± Ap, Qz, Akf) bilden. Eine genaue Klassifizierung der Amphibole anhand ihres Chemismus wird in Abschnitt 4.4.1 gegeben.

### 3.4.6 – 1 Amphibol – I (nach Cpx)

Farbintensität und Pleochroismus des **grünen Amphibol(– I)** sind (im Gegensatz zu "typischen" primär – magmatischen, Al – reichen Hornblenden zahlreicher Kalkalikali – Intrusiva; vgl. HASLAM 1968, S.99) nur sehr schwach entwickelt: $n_x$ = blaß braungelb; $n_y$ = blaß olivgrün; $n_z$ = hellgrün bis schmutzig olivgrün, auch bläulichgrün; Achsenwinkel $2V_x = 79 - 83^o$ (Dispersion $r < v$); Auslöschungsschiefe $z/c = 15.5 - 17^o$. Die relativ niedrigen Interferenzfarben erreichen nur braungelb (anomal) bis gelborange I.Ordnung (Doppelbrechung $n_{z-x} = 0.015 - 0.017$, bezogen auf eine Schliffdicke von 25 – 30 µm). **Grüner Amphibol** (*am, am – I* : Abb.24) ist im Monzodiorit nur selten und erscheint dort allenfalls als schmale, erst im Bereich des Solidus gebildete Säume um Pyroxen (Abb.57, rechts). Dagegen kristallisierten im **Quarzdiorit** breite, spätmagmatische Reaktionsmäntel (mit **hypidiomorphen** Korngrenzen zu Quarz und Plagioklas).

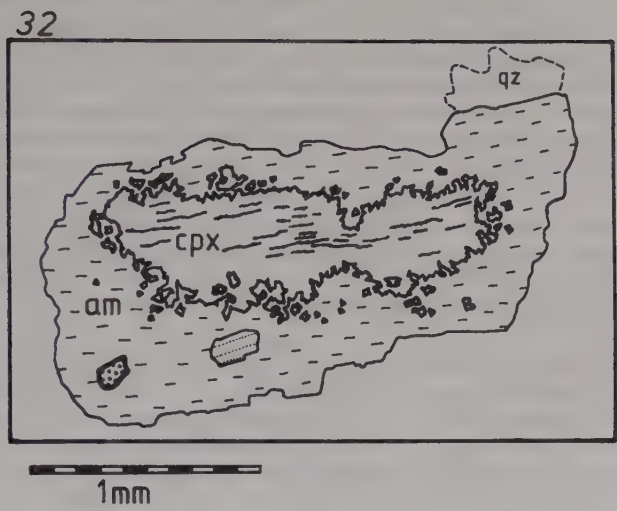



**Abb.48**: Augitrelikt mit Maghemiteinlagerungen, ummantelt von grünem Amphibol – I. CA – Quarzmonzodiorit, Horizontalschnitt.

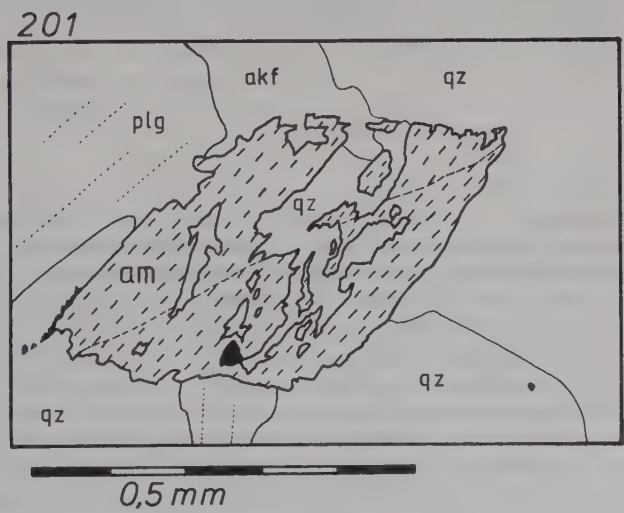



**Abb.49**: Durch Quarz und Alkalifeldspat korrodierter Zwillingskristall von Amphibol – I. Granit – Randfazies *x – GD201*.

Der sekundäre Amphibol steht gegenüber dem verdrängten Pyroxen (meist Cpx, Abb.48) weitgehend gitterorientiert, wobei (100) – Zwillingsebenen des Klinopyroxens übernommen werden können. Nur lokal (*QMD354*) wurden Augit – Großkristalle im Frühstadium der Uralitisierung um 5 – 15° um ihre b – Achse rotiert und in (001) – Richtung zerschert. Mit zunehmender Verdrängung des Klinopyroxens in leukokraten Quarzdioriten ändert sich die Form des Amphibols von poikiloblastischen "Netzen" (auf Korngrenzen zwischen Mafiten und Plagioklas, *QD157*) zu gestreckten Kristallen mit rautenförmigem Querschnitt (**nicht** zonar; Abb.24: *QMD83*). Dieser Habitus ähnelt zwar den aus Appiniten resorbierten Hornblenden, doch sind diese Al – reichen Hornblenden (BOWES & WRIGHT 1967; SCHUBERT 1973, S.117 – 119) immer charakteristisch **zonar**-gefärbt (fleckig **olivbraun** bis gelbbraun im Kern, blaßgrün im Saum).

Nur in **alkalisierten** Quarzdioritproben (*QMD83, QD139 + 141*) und im Granit (*GD201*: Abb.49) wird grüner Amphibol(– I) durch Alkalifeldspat und Quarz korrodiert, wobei sich gröbere Maghemit – Kornaggregate erst in einiger Entfernung vom Reaktionsort finden. Hydrothermale Calcitbildung an Amphibolrelikten ist vor allem im Zentralbereich des Granits verbreitet.

### 3.4.6 – 2 Amphibol – II (nach Opx)

**Farbloser Amphibol**(– II) entsteht ausschließlich aus der Zersetzung von Hypersthen und kann weiter zu grünem Amphibol – I reagieren (Abb.57: *89 – 13*). Parallelfasriger Amphibol – *II* zeigt eine Auslöschungsschiefe z/c von 17 – 18°, einen Achsenwinkel $2V_z = 83°$ (Dispersion $r < v$) und relativ hohe Interferenzfarben blau – – grün I.Ordnung ($n_{z-x} = 0.027 - 0.031$).

## 3.4.7 BIOTIT

### 3.4.7 – 1 Texturen

Titanreicher Biotit bildet im Monzodiorit dunkel – **rotbraune**, xenomorphe Poikiloblasten, die Mafite und Plagioklase einschließen (Abb.50). Schnittlageneffekte bewirken eine scheinbare "Aufgliederung" der optisch homogenen Einkristalle, die zahlreiche Einbuchtungen besitzen und auch als Teilmäntel um Klinopyroxen ± Amphibol erscheinen (*MD246, D270*; Abb.57: *99 – 6*). Im Quarzdiorit liegt **olivbrauner**, hypidiomorpher Biotit mit Quarz (± Akf) auf Zwickeln zwischen Plagioklas oder bildet Säume um Augit – – Amphibol – Verwachsungen; dabei koinzidiert die (100) – Richtung der Mafite häufig mit der (001) – Ebene des Biotits. In xenolithreichen Dioritpartien, in Schollenmigmatiten und am Massivkontakt (*MIG180 + 181 + 197c*) finden sich zahllose idiomorphe bis hypidiomorphe, in Richtung der b – Achse leicht gestreckte Titanbiotite mit auffälligem Pleochroismus (gelb ⊥ bräunlichrot bis leuchtend orangerot). Dunkel**braune** bis rötlichbraune Biotite kristallisierten im Granit bereits relativ früh (mit Akf + Plg, **vor** Qz), wie Abb.25a (*MG93*) und Abb.60 (*243 – 1*) zeigen. Chemismus und und Stabilität der Biotite werden in Abschnitt 4.4.2 behandelt.

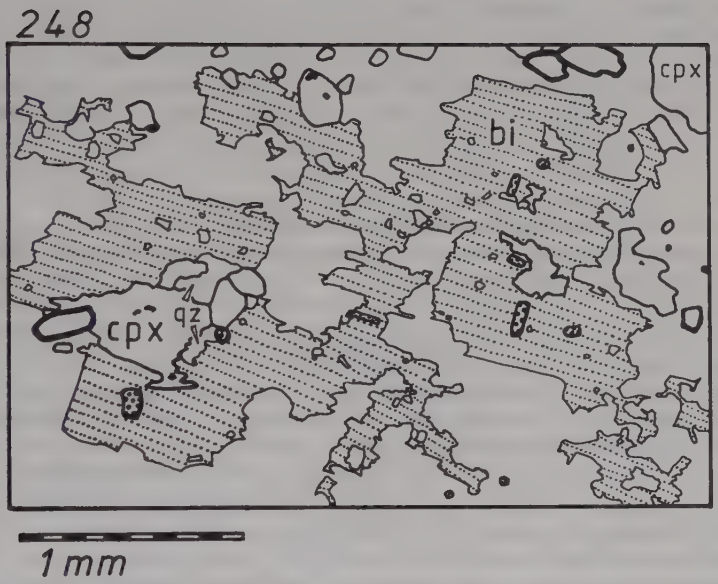



**Abb.50**: Poikiloblastischer Biotit – Einkristall, schließt als Spätkristallisat neben Plagioklas und Alkalifeldspat zahlreiche Mafitkörner ein (darunter Apatit und Augit). Quarz erscheint sekundär auf der Korngrenze zwischen Augit und Biotit. OC – Monzodiorit, Horizontalschnitt.

### 3.4.7 – 2 Einschlüsse und Deformation

Typische Einschlüsse im Titanbiotit des Monzodiorits sind Ilmenit, (radioaktiver) Apatit und winzige isotropisierte Mikrolithe, die breite, nahezu opake Strahlungshöfe erzeugen. Im Quarzdiorit finden sich Magnetit (neben Ilmenit) und Apatit, während im einschlußarmen Biotit des Granits Zirkon und wenig Apatit erscheinen.

Nur relativ *früh* kristallisierte, *hypidiomorphe* Biotite der Quarzdiorite sind plastisch deformiert, was zu lokalen Flexuren der (001) – Schichtpakete (z.B. *QMD22*) führte. Die Zonen plastischer Biotit – und Plagioklasdeformation überlagern sich zwar weitgehend, doch dehnt sich Zone deformierten Biotits weiter nach Norden aus als die Zone schwach deformierten Plagioklases (*QMD263 + 265 + 360* : Abb.91).

### 3.4.7 – 3 Anlagerung an Amphibol und Verdrängung von Pyroxen

Generell ist festzustellen, daß in der gesamten Diorithülle des Ballachulish Complex Augit + Titanbiotit bzw. grüner Amphibol( – I) + (Ti) Biotit miteinander assoziiert sind (Kap. 4: Chemismus der Mafite). Im Quarzdiorit lagert sich Biotit ± hypidiomorph an die Uralithülle des Klinopyroxens an, verdrängt beide Mafite jedoch nicht (Abb.57: *22 – 6* ; Abb.59: *228 – 1, – 2* ). Daher verläuft die stabile Korngrenze von Biotit zu Amphibol weitgehend konvex; kleinräumige Fluktuationen der Phasengrenze sind scharf und ± gerade entwickelt. Die epitaktischen Kornverwachsungen (100) – Amphibol * (001) – Biotit sind meist frei von Erzphasen. Auch die Korngrenze zwischen nicht uralitisiertem Augit und dem Titanbiotit bleibt im (± quarzfreien) Zentralbereich der Monzodioritzone stabil. In der Peripherie dieser Zone (< 0.5Vol% Qz, z.B. *MD89 + 161* ) werden im Bereich des Solidus die Phasengrenzen Augit/Biotit und schließlich auch **einzelne** Augitkristalle instabil. Dabei entwickelt sich die **begrenzte** Augit * Biotit – Saumreaktion im Monzodiorit (Abb.57: *89 – 9* ) zu der reinen Zerfallsreaktion

**Augit (Ca – arm) + Akf + $H_2O$ ± L** (Ti – reiche Restschmelze) **± V** – – >
**Augit (Ca – reich) + Titanbiotit + Qz + $O_2$**

im Quarzmonzodiorit (Abb.44; vgl. WONES & EUGSTER 1965, S.1259). Dabei reequilibriert der Klinopyroxen diffusiv zu Ca – reicherer Subsolidus – Zusammensetzung (4.2.4). Im Quarzmonzodiorit und Quarzdiorit scheint dieser Diffusionsprozeß bereits im magmatischen Stadium und bei höherer $H_2O$ – Aktivität (bzw. bei höherem $f_{O_2}$) abzulaufen. Dies begünstigt **zuerst** eine Ummantelung des Augits mit **Biotit**, bevor im spätmagmatischen Stadium die Resorption des Klinopyroxens durch Amphibol einsetzt (**Uralitisierung**, noch vor der Kristallisation von Qz ± Akf). Nur in einigen kontaktnahen oder hybriden Dioritproben (*D111, MD112, QMD204* ) und in der Randfazies des Granits (*QMD219* ) erscheinen mit dem Amphibol( – I) symplektitische Verwachsungen Biotit * Quarz (mit Maghemit oder Titanit).

### 3.4.7 – 4 Retrograde Umwandlungen

SCHUBERT (1973, S.89 + 96) beschreibt aus Quarzdioriten des Ben Nevis *"Verdrängungen des Biotits durch Plagioklas"* und andere *"helle Minerale"* sowie *"Verdrängungen des Biotits durch Amphibol"* (1973, S.89 + 96). Solche *"Verdrängungen"* konnten von mir weder an fünf Proben des nordwestlichen Quarzdiorit – Außenrings am Ben Nevis noch in der Diorithülle des Ballachulish Complex verifiziert werden. Bei den von SCHUBERT postulierten weitreichenden *"Verdrängungen von Biotit durch Plagioklas und Amphibol"* müßten hohe Volumenanteile mafischer Reaktionsprodukte resultieren (speziell Erzphasen); dies ist jedoch nicht der Fall. Nur **ganz lokal** finden sich **schwach** reaktive Phasengrenzen mit **Spuren** von Leukoxen auf der Grenzfläche Amphibol/Biotit und auf Intergranularen mancher Biotit – Kornaggregate (*QMD355*). Solche Reaktionen sind einem **retrograd – hydrothermalen Stadium** zuzuordnen. Dazu zählen die Bildung blättrig – xenomorphen **Muskovits** (0.6 – 1.3Vol%, nur im zentralen Mikrogranit), eine streifige **Chloritisierung** des Biotits (speziell im Granit) sowie die Einlagerung von *PTZ* – Linsen parallel der (001) – Basis des Biotits im leukokraten Quarzdiorit (Abb.59: *108 – 6, 352 – 4*; vgl. auch HASLAM 1968 und SCHUBERT 1973):

Die gestreckt – linsenförmigen Prehnit – – Titanit – – (Klino)Zoisit – Körper (PTZ) erreichen Dimensionen von 0.5 * 0.1 mm (*QMD139*). Die Linsen sind meist schwach zonar gegliedert. Die einzelnen Zonen bestehen jeweils aus innigen "mechanischen" Mischungen ± farblosen **Prehnits** (überwiegend innen, rosettenförmig – radialfasrig in *QMD292*; Interferenzfarbe: gelborange I), aus farblosem bis lichtgrünem **Zoisit – – Klinozoisit** (körnig – strahlig, hoch lichtbrechend, z.T. anomale blaugraue Interferenzfarben) und bräunlichem **Leukoxen** (Titanit ± Hämatit, vor allem im feinkörnigem Außensaum). Daher konnten selbst mit der Mikrosonde (Strahldurchmesser = 6 – 30 µm) nur **Durchschnittszusammensetzungen** (*"innen" – – "außen"*) der Mineralaggregate ermittelt werden (6 Messungen, *QMD108 + 152 + 352*):
$SiO_2$ = 34.2 – 35.3; $Al_2O_3$ = 8.9 – 6.6; $TiO_2$ = 0.0 – 2.7; $FeO_{tot}$ = 17.4 – 20.6; MnO = 0.1 – 0.2; MgO = 0.3 – 0.2; CaO = 33.1 – 34.7 [Wt%].
Der leukoxenreiche Saum (Titanit ± Hämatit) beweist eine reaktive Beteiligung des Biotits bei dieser **hydrothermalen Ca – Metasomatose**. LIOU et al. zeigten 1983, daß (Epidot) – **Klinozoisit** – Mischkristalle bei hoher Sauerstoffugazität im Bereich des **HM** – Puffers nur **unterhalb 300 – 350°C** (2 – 5kb) koexistieren (im Quarzdiorit ist Magnetit weitgehend, jedoch nicht vollständig maghemitisiert). Die niedrigthermalen *PTZ* – Linsen können nicht auf eine *"kontaktmetamorphe Veränderung"* durch den Granit bezogen werden (SCHUBERT 1973, S.96), da sie auch **innerhalb** der Granitkörper von Ballachulish und Ben Nevis auftreten (*QMD106 + 107, GD120 + 121 + 136 + 163 + 201, MG203, QMD206, GD212*).

### 3.4.8 APATIT

Dieses Akzessorium ist in allen Gesteinen meist säulig gedrungen und erreicht durchschnittlich 0.2 – 0.3 mm, in amphibolreichem Quarzdiorit auch 0.5 mm Länge (bei 0.05 – 0.15mm Ø). Apatit ist oft in Amphibol und Biotit eingelagert und kann bräunlichgraue, trübe Kerne aufweisen. Im zirkon**freien** Monzodiorit oder im Quarzdiorit mit **korrodiertem** Zirkon ist Apatit der Träger radioaktiver Elemente und erzeugt schmale pleochroitische Höfe im Biotit (*32 100* ***101*** *129 137 138 158 160* ***161*** *205* ***208*** *223 224* ***228*** *245 246* ***248*** *249 250 256* ***276*** *352 360*). Eine jüngere Apatitgeneration gestreckter farbloser Stengel (LDI = 7 – 10, meist nur 50µm lang) durchsetzt regellos die Randzonen von Plagioklas im Monzodiorit und die Akf – Qz – Matrix leukokraten Quarzdiorits.

### 3.4.9 ERZPHASEN

Koexistierende Erzphasen wurden in 15 Gesteinsproben mit Mikrosonde und Auflichtmikroskop identifiziert (Abb.57 – 60). Selbst bei 500 – facher Vergrößerung (Ölimmersion) konnten erzmikroskopisch **keine** lamellaren Entmischungen nachgewiesen werden. Scheinbar *primäre* Erzkornaggregate weisen "stabile" glatte, meist nur schwach gebogene Phasengrenzen zwischen (Ti)Magnetit und Ilmenit auf (siehe auch 4.4.3).

Im Monzodiorit (*MD90 + 98 + 99 + 167 + 224 + 246 + 278*) liegt das Volumenverhältnis von Ilmenit zu Magnetit bei etwa 2:1. **Ilmenit** ist an Luft schwach rötlich mit geringem Reflexionspleochroismus; unter Öl werden Anisotropie und bräunlichrosa Färbung deutlich. Ilmenit kann geringe Mangan – Gehalte aufweisen (Pyrophanit$_{ss}$), die 0.8 – 1.1 Wt% meist nicht übersteigen und maximal 3.5 Wt% MnO erreichen (Tab.IVf des Anhangs). Isotroper **Magnetit** ist bräunlichbeige gefärbt (Ölimmersion; an Luft grauweiß), doch kann seine Farbe mit steigendem Titangehalt nach rosabraun variieren (Magnetit – – Ulvöspinell$_{ss}$, *MD99*); Titanomagnetite (mit $TiO_2 > 1$Wt%) enthalten 0.2 – max.2.4 Wt% $Cr_2O_3$ (Chromit$_{ss}$, *MD278*) und erscheinen meist isoliert vom Ilmenit innerhalb von Silikatphasen. Akzessorische, unregelmäßig – tropfenförmige Erzphasen sind hellgelber **Chalcopyrit** (mit streifig – mosaikartiger Anisotropie unter Öl) und isotroper, crèmeweißer **Pentlandit**, der ein potentieller Co – Träger sein kann (RAMDOHR 1975).

Während Magnetit im hypersthenführendem Quarzmonzodiorit (*QMD22*) nur lokale Korrosionsbuchten mit Umwandlung in bläulichweißen, feinkörnig strukturierten **Maghemit** zeigt, hat die Maghemitisierung (als Oxydations – ± Hydratationsprozeß) im hypersthen**freien**, **titanit**führendem Quarzdiorit (*QMD83 + 108*) selbst grobkörnige Erznester bereits weitgehend ergriffen. Erzphasen im Granit bestehen überwiegend aus Magnetit (mit anisotropen Maghemitsäumen) und wenig Ilmenit (*GD123 + 243*).

### 3.4.10 ZIRKON

Während mesokrate Monzodiorite nahezu zirkonfrei sind (mit radioaktivem Apatit; Pyroxen als potentieller Zr – Träger) und Quarzmonzodiorite allenfalls gedrungenen, korrodierten Zirkon enthalten (Längen/Dicken – Index LDI = 1 – 1.5), führt leukokrater Quarzdiorit gestreckte, z.T. sogar langstenglige Zirkonkristalle (kaum zonar, LDI = 3.5 – **8** – max.15; *QMD128 + 139 + 141* ). Der Granit enthält deutlich zonare, überwiegend an Mafite oder Grundmassequarze gebundene Zirkonkristalle (LDI = 2 – 3, in der Randfazies auch 1.5).

In 15 Granit – und 3 Quarzdioritproben wurde der Habitus von 44 Zirkonkristallen nach der typologischen Methode von PUPIN klassifiziert (1980, S.208). Die häufigsten Subtypen im Granit (*"S19"* und *"S24"*, mit einem Anteil von jeweils 15 – 25%) sind durch eine Flächenkombination gleichwertiger (100) – und (100) – Prismen mit (101) > (211) – Pyramiden charakterisiert, während die (110) > (100) – langprismatischen Kristalle des Quarzdiorits von (**101**) – Pyramiden dominiert werden (*"P2"*, 15 – 20% Anteil). Der Habitus der Zirkone aus dem Ballachulish Granit ist typisch für **monzogranitische**, aluminiumbetonte Magmen; dagegen deutet der Habitus (101) – pyramidaler, gestreckter Zirkone auf eine Herkunft aus einem ***"hyperalkalischen Medium"*** hin (PUPIN 1980, S.210) – – – hier vermutlich eine mobile Restschmelze im Spätstadium der Quarzdioritkristallisation. Bezogen auf die geothermometrische Skala PUPIN's (1980, S.208), überstreicht die Zirkonpopulation des **Granits** (*S19 + 20, S14 + 15, S9 + 10* ) einen Temperaturbereich von **800** – 700 (± 50)°C, während die Bildungstemperatur (spätmagmatischer) Zirkone in Zwickeln des **Quarzdiorits** bei etwa **700** (± 50)°C liegen dürfte.

### 3.4.11 TITANIT

In hypersthenführenden Dioriten findet sich das Titansilikat allenfalls als **geringe** Mengen (< 0.3Vol%) feinkörniger Leukoxengemenge, die Subsolidus – Reaktionsprodukte auf Korngrenzen von Mafiten darstellen. Nur im leukokraten Quarzdiorit und in der Randfazies des Granits sind hypidimorphe bis idiomorphe, gedrungen – keilförmige Titanit – Einkristalle von 0.2 – 1 mm Größe verbreitet, meist eingelagert in Quarzpflaster nahe teilresorbierter Mafitputzen (mit Amphibol, Biotit und Magnetit). Hier scheint Titanit das Produkt zweier gekoppelter Reaktionsfolgen

**(1)** Augit + $H_2O$ – – – > Amphibol + **CaO** + $SiO_2$ und

**(2)** Ilmenit (± Ti – Biotit) + **CaO** + $SiO_2$ + $O_2$ – – > **Titanit** + Magnetit ± Maghemit + **Qz** ± Biotit

mit $SiO_2$ – und $H_2O$ – reicher Schmelze darzustellen, die im spätmagmatischen Stadium unter relativ hoher Sauerstoffugazität im Bereich des HM – Puffers abliefen (HAGGERTY 1976, S.142). Mikrosondenanalysen des gelbbraun/rotbraun pleochroitischen Titanits sind in Tab.IVe des Anhangs abgedruckt (*QMD108*, Abb.59).

Nur in Probe *QMD353* verursacht bräunlich pleochroitischer, parallel der Biotit – Basisfläche (001) eingelagerter radioaktiver (Yttro?)**Titanit** (0.1 – 0.3mm breit, bis 0.5mm lang) pleochroitische Strahlungshöfe. Zonare **Allanit**kristalle (LDI = 1.5 – 2.7) mit typischem **rot**braunem bis grünlichgelbem Pleochroismus werden in leukokratem Quarzdiorit und in der Granit – Randfazies bis 0.55mm lang, wobei sich der Volumenanteil des Allanits maximal bei 0.1 – 0.3% bewegt.

## 3.5 PETROGRAPHISCHE GLIEDERUNG DES BALLACHULISH COMPLEX

MAFITVERTEILUNG, MODALTRAVERSE UND TRENDFLÄCHENANALYTIK

### 3.5.1 MAFITVERTEILUNG

Um die regionale Verteilung "primärer", magmatisch kristallisierter Mafite darzustellen (Abb.51), wurden Dünnschliffe von 202 Gesteinsproben untersucht. Beide Pyroxene bilden Frühkristallisate im Diorit. Deshalb ist **Augit** selbst dann als *CPX* – Symbol auf der Karte eingetragen, wenn er nur als kleinste Resorptionsrelikte in aktinolitischer Hornblende (**Am – I**) erscheint. *OPX* – Symbole sind auch dann gesetzt, wenn der **Hypersthen** bereits völlig in fasrig – schilfrigen Aktinolith (**Am – II**) umgewandelt wurde oder zu gelblichen Serpentinmineralen und Talk hydratisiert ist, da sich diese retrograden Umwandlungen ($<250^{o}C$?) weitgehend auf den Einflußbereich jüngster Störungstektonik beschränken. Zur Unterscheidung "magmatischer" **Biotite und Amphibole**( – I) von postmagmatisch – hydrothermal gesproßten "Subsolidusphasen" dienten Kriterien, wie sie in ähnlicher Form bereits SPEER (1984, S.335) für die Identifizierung magmatisch gebildeten Muskovits heranzog:

**(1)** Hypidiomorpher bis idiomorpher Habitus; **keine** Felderung des Amphibols in Subindividuen ($\neq$ "schilfriger" Amphibol).

**(2)** Scharfe, nicht lobate Korngrenzen, speziell gegenüber Plagioklas und Quarz.

**(3)** Keine Reaktionstexturen zu anderen Mineralen, speziell zu Quarz, Alkalifeldspat und Erzphasen; Ausnahme: **Breite** Amphibol ( – I) – Mäntel mit Außenformen entsprechend (1) und (2), um Augit.

**(4)** Keine orientierten Verwachsungen (z.B. xenoblastische Biotitmäntel um Augit).

**(5)** Der Volumenanteil der OH – Mafite sollte jeweils 5% übersteigen und ihre Korngröße sollte der Dimension koexistierender magmatischer Mineralphasen entsprechen.

Obwohl Augit (*"C"*) und Amphibol (*"A"*) im Granit nur metastabil erscheinen (3.4.6), wurde die Verteilung beider Phasen dargestellt, um die weitreichende Hybridisierung des Granitmagmas mit Dioritmaterial zu dokumentieren (teilresorbierte *"mafic clots"*). Biotit ist hier nicht eingetragen, da er sich als typische Liquidusphase in **allen** Granitproben der Normalfazies findet.

**Abb.51:** Mafitverteilung im Ballachulish Igneous Complex.

***$AM_I$*** = Aktinolithische Hornblende im Diorit (***A*** = Hbl – Xenokristalle im Granit).
***BIO*** = Hypidiopmorpher Biotit der Diorithülle.
***CPX*** = Augitischer Klinopyroxen (***C*** = Cpx – Xenokristalle im Granit).
***$OPX + AM_{II}$*** = Hypersthen und Aktinolith (sekundär nach Opx).

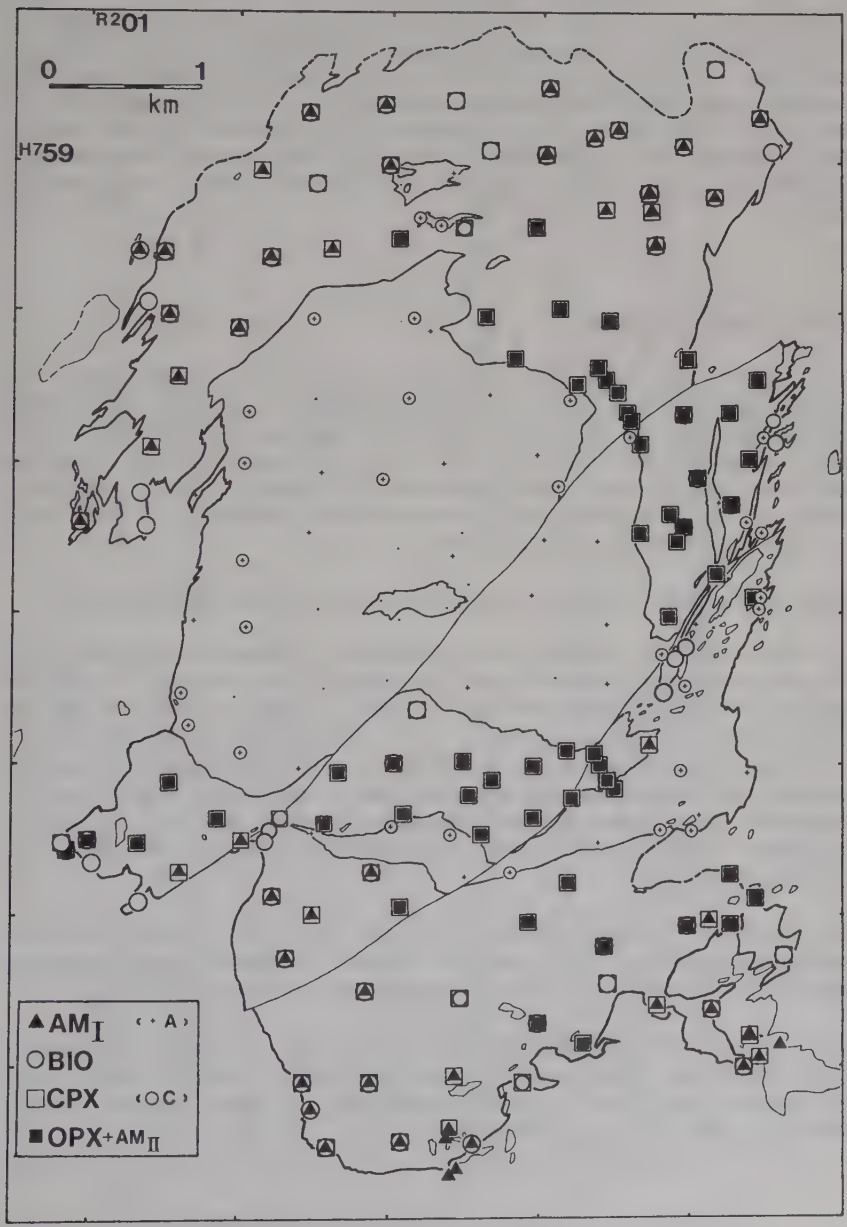


Abbildung 51 zeigt, daß Augit über die gesamte Diorithülle verbreitet ist. Ausnahmen bilden ältere Hornblendebasite (Appinite) und Kontaktanatexite (s.u.).

Der Grad der Pelitassimilation scheint sich in den magmatischen Mineralassoziationen der Quarzdiorite widerzuspiegeln (Abb.51):
Während "orthomagmatische" Monzodioritproben mit *<OPX+CPX>* und *<CPX+AM>* weitgehend unkontaminiert sind, nimmt der Anteil hypidiomorphen Biotits mit steigendem Xenolithanteil von der Paragenese *<CPX+ AM+BIO>* bis zur Assoziation *<CPX+BIO>* zu, speziell in leukokraten Quarzdioriten. In der Matrix von Schollenmigmatiten und der granodioritischen Randfazies (Kontaktanatexite) herrscht Biotit als Liquidusphase vor. Zonare Mafitverteilung und magmatische Strömungsrichtungen (2.4) lassen sich kombinieren, um die Internstruktur des Intrusivkomplexes von Ballachulish zu rekonstruieren. Dies zeigt die petrographische "Kompaktkarte" in Kapitel VI (Abb.90).

### 3.5.2 MODALTRAVERSE

Ein Profil mit 45 Modalanalysen entlang einer SSE – NNW streichenden Traverse über den Intrusivkomplex (Abb.52) verläuft vom Ostteil des Glen Duror (Appinitkuppe *APP*, P.626) über die granitische Ringapophyse (*RD*) innerhalb der Hypersthendiorite, die Ballachulish Fault (*BF*), den zentralen Mikrogranitstock (*MG*) und den hybriden Mischungsbereich (*"transition zone" TZ*) zwischen Monzogranit und leukokratem Quarzdiorit bis zu den Steinbrüchen von Leitir Mhor (am Nordwestkontakt der Quarzdiorithülle).

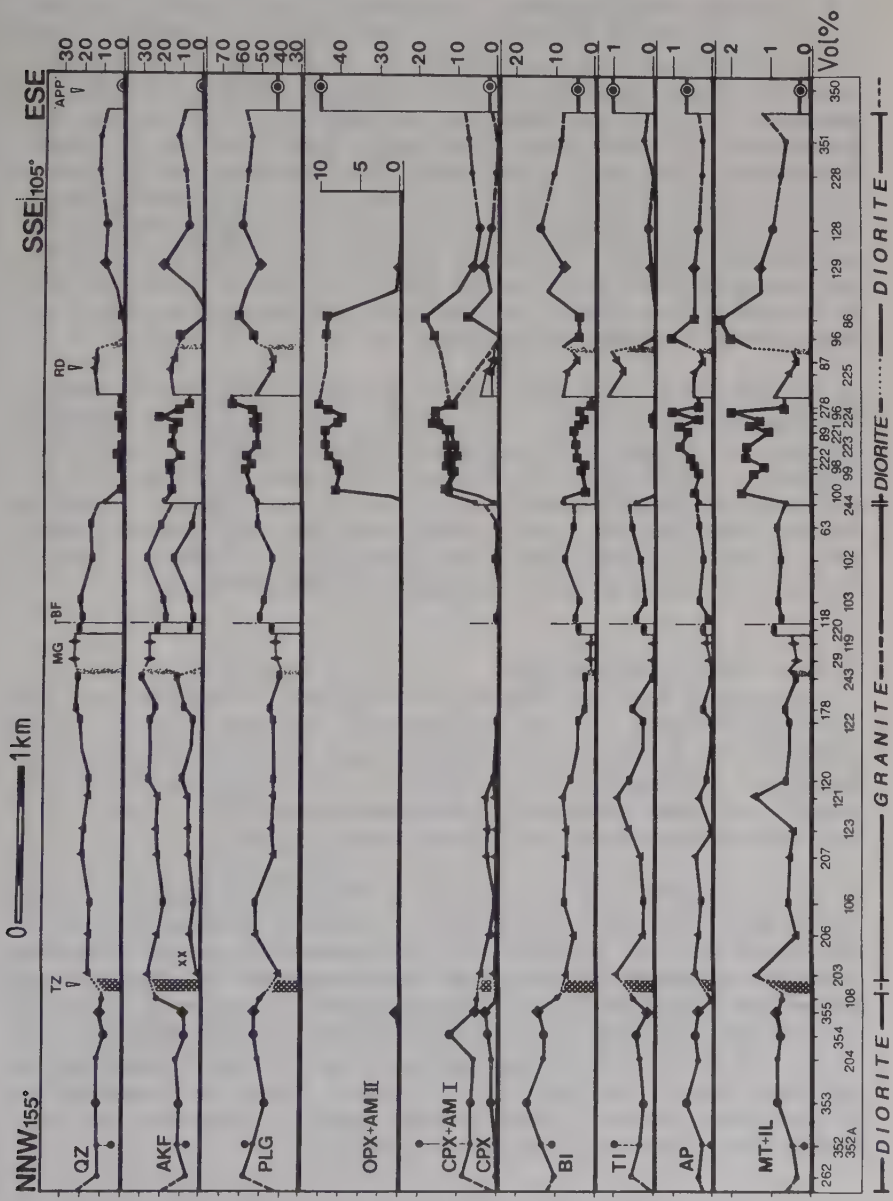
Bei der Interpretation der Mafitverteilung sind folgende Grundzüge erkennbar:

**(1)** **Biotit** erreicht in der pelitkontaminierten Quarzdiorit – **Peripherie** des Komplexes maximale Konzentrationen (*"Biotitmantel"*), während die Gehalte von **Amphibol – I** meist antipathetisch dazu variieren. Daraus resultierende Maxima (*"Amphibolhülle"*) sind gegenüber dem *"Biotitmantel"* zum Inneren des Komplexes hin verschoben. Dieses *"Telescoping"* petrographischer Subzonen innerhalb der Dioritschale des Ballachulish Complex wird in der dreidimensionalen Darstellung des Modalbestandes besonders deutlich (3.5.4). Die scharf abgesetzte, augitreiche Monzodiorit – ***Kernzone*** (mit 8 – 9Vol% Hypersthen) ist nahezu amphibolfrei.

**(2)** Mesokrate Pyroxen(± Amphibol) – Diorite (mit viel **Ilmenit**) besitzen durchschnittlich 0.4 – 0.5 Vol% **Apatit**, während leukokrate Quarzdiorite (mit **Maghemit**) durch einen ebenso hohen **Titanit** – Gehalt charakterisiert sind.

**(3)** **Ilmenit** – bzw. **Magnetit**gehalte sind im mesokraten Hypersthendiorit bzw. im pelitkontaminierten Quarzmonzodiorit besonders hoch (1 – 2Vol%). Auch hybride Granitpartien (*x – GD121, x – MG203*) zeichnen sich durch übernormale Erzgehalte aus (hier vorwiegend **Magnetit**).

**Abb.52:** Traverse des modalen Mineralbestandes über den Intrusivkomplex von Ballachulish. Die Lage des Profils mit Angabe der berücksichtigten Proben (unten) ist den Abbildungen 7 und 20 zu entnehmen. Die Abkürzungen der Mineralphasen [Vol%] sind in Tabelle II des Anhangs aufgelistet; weitere Erläuterungen im Text (3.5.2).



### 3.5.3 DARSTELLUNG DES MODALBESTANDES ÜBER INTERPOLATIONSFLÄCHEN UND ISOLINIENPLOTS

#### 3.5.3 – 1 Methodisches

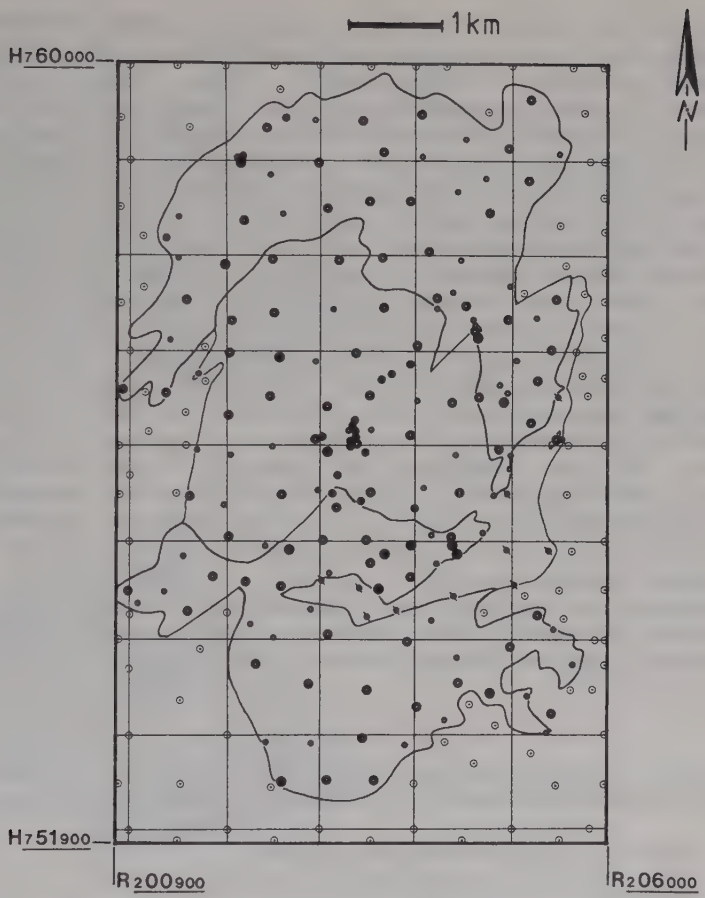
In Zusammenarbeit mit A.SAUERER (München) wurden im Frühjahr 1986 zwei FORTRAN – Steuerprogramme modifiziert, um die regionale Darstellung chemischer und modaler Analysendaten in Form von Isolinien (Isoplethen) oder als dreidimensionale Interpolationsflächen zu ermöglichen. Das Programm *"Gitter"* projeziert statistisch verteilte Proben auf definierte, äquidistante Gitterpunkte (in einer xy – Ebene mit senkrecht stehenden Vektoren der Konzentration z). Nach Verdichtung dieser Daten wird die xy – Ebene flächendeckend trianguliert, so daß jeweils drei Projektionspunkte ein Dreieck aufspannen. Das Graphikprogramm *"Plot"* erzeugt über bivariante Polynome 5.Grades **Isolinien** oder **Interpolationsflächen**, wobei die partiellen Ableitungen an den Scheitelpunkten der Dreieckszellen geschätzt werden (AKIMA 1978). Diese Berechnungen wurden mit der Routine *IQHSCV* der *IMSL* – Programmbibliothek am Großrechner des LEIBNIZ – Rechenzentrums der *Bayerischen Akademie der Wissenschaften* in München durchgeführt.

Die häufig in der geochemischen Literatur verwendeten Approximationsverfahren (TrendFlächenMethode) haben den Nachteil, daß sie die in Meßdaten gespeicherten Informationen ohne physikochemischen Hintergrund mathematisch abstrahieren. Im Gegensatz zu solchen *"least square fits"* liefert das hier angewandte **Interpolationsverfahren** **IPM** – Flächen bzw. – Isolinien, welche als Funktion unterschiedlicher, *realer* Modalgehalte oder Elementkonzentrationen **durch** die einzelnen Gitterpunkte laufen. Dabei wird die "elastische Energie" über jedem Datenpunkt minimiert (bei maximaler Flächenkrümmung).

#### 3.5.3 – 2 Modale Verteilungsmuster

Abbildung 53 zeigt die Verteilung der insgesamt 156 modalen und 107 chemischen Analysen über den Intrusivkomplex von Ballachulish. 11 Granitanalysen ("Φ") in der östlichen Peripherie des Komplexes blieben bei der Auswertung unberücksichtigt ("Leerstellen" im Probennetz), da die Kontaktbereiche der relativ **schmalen** Hybridgranit – Apophyse (2.3) für eine IPM – Darstellung nicht ausreichend dicht beprobt werden konnten.

Die Rahmengesteine sind durch 90 – 100 "Blindproben" repräsentiert. Diese Punkte mit der Konzentration "0" stehen in weitgehend äquidistanter Verteilung zum Probenmuster der Magmatite, um die Außenkontakte des Intrusivgebietes möglichst realistisch zu simulieren. Die dreidimensionalen IPM – Plots sind mit konstantem Projektionsabstand (12km), einem Höhenwinkel von 30° (entsprechend 7km Höhe) unter Projektionswinkeln von – 45° (Blick nach **NW**) bzw. – 115° (Blick nach **NNE**) dargestellt, wobei der Gitterlinienabstand mit 150 Metern konstant gehalten ist (35 * 55 Linien). Modale Verteilungsbilder der Abbildungen 54 – 56 sind 5 – fach überhöht, wobei die Sockelhöhe des Blockbildes jeweils 2 Vol% des Modalbestandes entspricht.




- Modalanalyse;
- Modalanalyse, nicht berücksichtigt (vgl. 3.5.3-2);
- Chemische Analyse & Modalanalyse;
- Chemische Analyse (Literaturdaten, vgl. Abb.75);
- Rahmengesteine (simuliert durch Blindproben).

**Abb.53**: Modales und geochemisches Probennetz zur Darstellung des Modalbestandes und chemischer Verteilungsmuster über Interpolationsflächen und Isolinienplots in den Abbildungen 54 – 56 und 88 – 90 (IPM – Methode, 3.5.3 – 1). Lithologische Grenzen entsprechen der Abbildung 6.

Die Abbildungen 54a + b und 55a – d zeigen die modale **Verteilung von Hypersthen** (mit Am – II) **und Augit** in der sichelförmigen, asymmetrisch nach Südosten aufweitenden Pyroxendiorithülle. Durch Addition sekundären Amphibols (– I) zum Klinopyroxen läßt sich der primäre Augitgehalt **vor** der Uralitisierung rekonstruieren (Abb.54c). Wie ein Vergleich der Abbildungen 54b und 54c ergibt, sind Quarzdioritpartien im Süden und im Nordwesten des Komplexes am stärksten von der Uralitisierung betroffen. Dies weist auf eine deutlich erhöhte, spätmagmatische Wasseraktivität in diesen Zonen hin (vgl. HASLAM 1968). Isolinienplots der Abbildungen 55a und 55d zeigen, daß signifikante **Hypersthengehalte** (>0.5Vol%) auf mesokrate, "trockene" Dioritpartien beschränkt sind, in denen (bei $p_{H_2O} << p_{tot}$) noch mehr als **3 – 5** Vol% Augit der spät – bis postmagmatischen Uralitisierung entgingen. Ein zungenförmiger Ausläufer modaler Augitgehalte (>0.5Vol%) reicht bis weit in den Nordwestteil des Zentralgranits hinein (Abb.55d), bedingt durch hybride Magmenmischung zwischen leukokratem Quarzdiorit und dem Monzogranit in dieser *"transition zone"* (2.3). Die in Abbildung 56 dargestellten **Biotitgehalte** zeichnen die zonare Ringstruktur des Ballachulish Complex deutlich nach. Obwohl höhere Biotitgehalte (>8Vol%) weitgehend auf die **Randzonen** des Intrusivs beschränkt sind (Abb.56a + b), enthüllt der "abgedeckte" Isolinienplot der Abbildung 56c (hier sind nur Biotitgehalte >10.5Vol% berücksichtigt) einige interessante positive Anomalien. Sie sind in **pelitkontaminierten**, meist kontaktnahen Zonen besonders stark ausgeprägt (vgl. Abb.17). Diese Bereiche decken sich mit Arealen anomal hoher Rb – Gehalte (Abb.88b), was auf eine signifikante Assimilation pelitischen Materials hindeutet (5.5).

Traverse und Verteilungsbilder des modalen Mineralbestandes im Ballachulish Complex erlauben eine Gliederung der komplexen Diorithülle in vier Subzonen:

(1) Opx – Cpx – MONZODIORIT (Qz<2.5Vol%).
(2) Opx – Cpx – Qz – MONZODIORIT (Qz>3Vol%).
(3) Cpx – Amph – Qz – DIORIT (Cpx>1.5Vol%).
(4) Bi – Amph – QUARZDIORIT (Cpx<1.5Vol%, Mafite<20Vol%).

Während **Meso**diorite *(1 – 3)* und die porphyrische Normalfazies des Granits durch ***scharfe Intrusivkontakte*** getrennt sind, existieren breite, ***diffuse Übergangszonen*** zwischen **Leuko**diorit *(4)* und Hybridgranit; dies ist auch geochemisch nachweisbar (Abb.86 – 88). Eine Zusammenfassung der Daten wird in den Abschnitten 6.1 (Abb.90) und 6.3.1 gegeben.

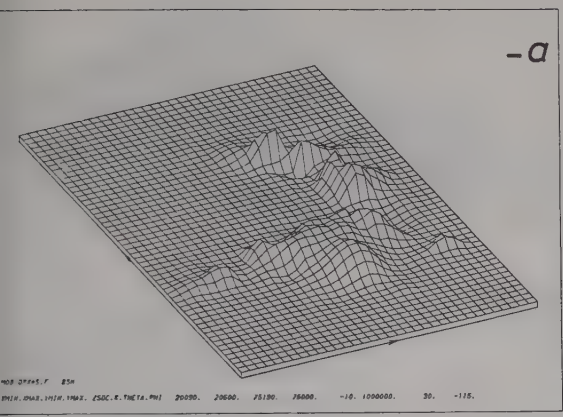
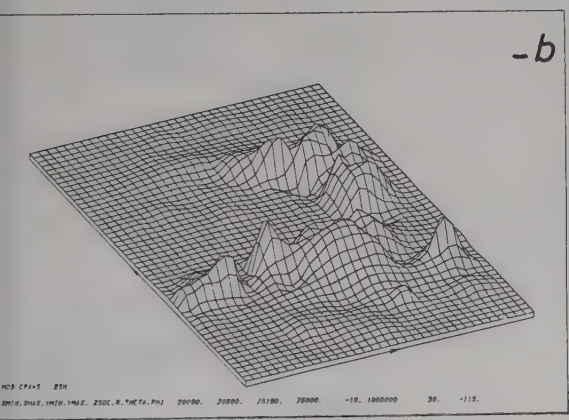



Abb.54a – c: Darstellung des Modalbestandes über IPM – Verteilungsmuster (3.5.3 – 1) im Intrusivkomplex von Ballachulish.

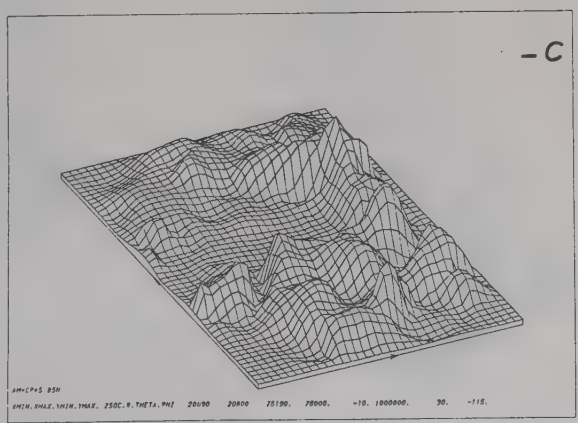
Blickrichtung: nach NNE.
Überhöhung: 5 – fach.
Sockelhöhe: 2 Vol%.
Gitterlinienabstand: 150 m.
Probenverteilung: s. Abbildung 53.

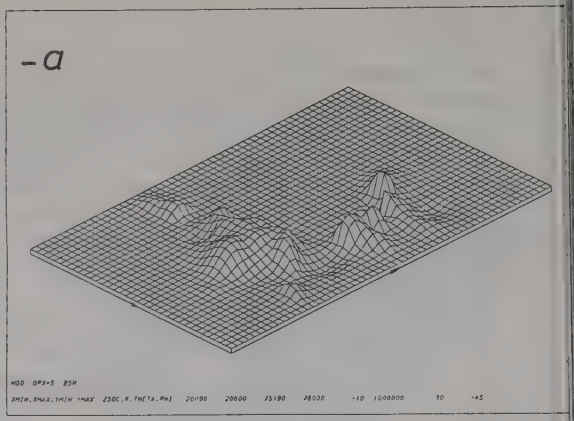



– (a): ORTHOPYROXEN.

– (b): KLINOPYROXEN.

– (c): AMPHIBOL – I + AUGIT.





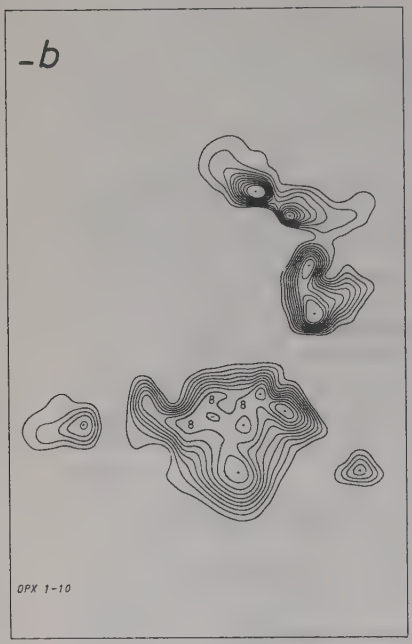
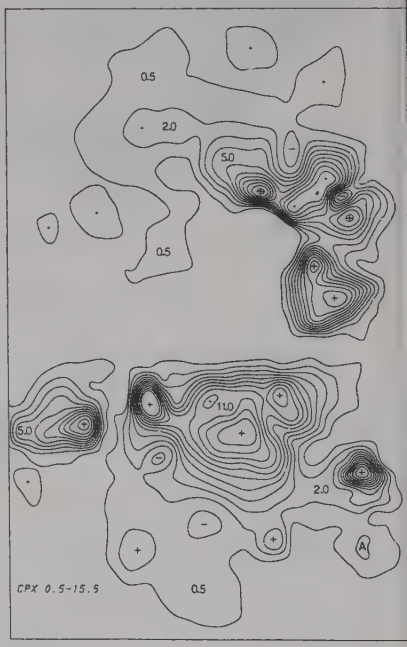
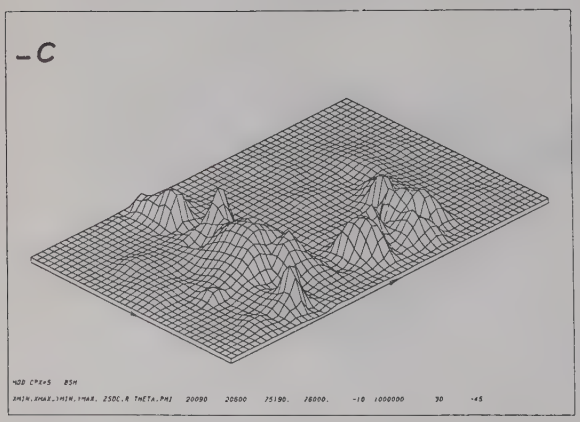
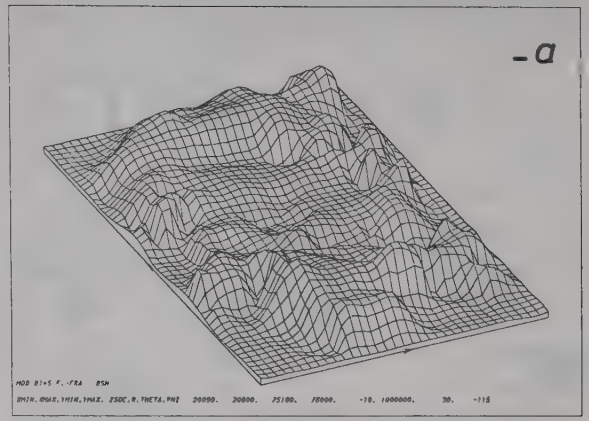



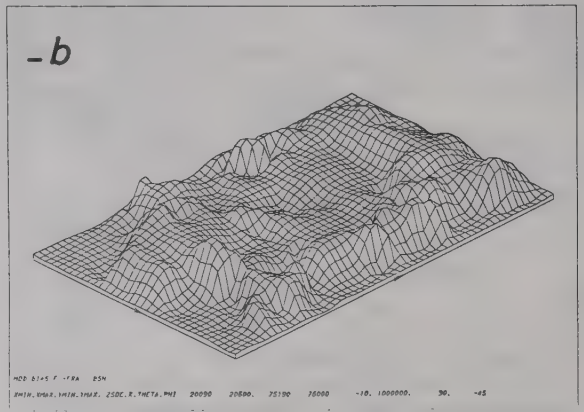

Abb.55a – d: Modale Verteilung von Orthopyroxen (a + b) und Klinopyroxen (c + d) im Ballachulish – Intrusivkomplex.
– (a + c): Dreidimensionale IPM – Blockbilder, in Blickrichtung nach NW; sonstige Parameter wie in Abbildung 54.

– (b + d): Isolinienplots modaler Pyroxengehalte. Isolinienabstand = 1 Vol% (1 – 10V% Opx; Abb.55b) bzw. 1.5 Vol% (0.5 – 15V% Cpx; Abb.55d).





-c

**Abb.56a – c:** Modale Biotitverteilung im Ballachulish Igneous Complex. Die dreidimensionale IPM – Verteilung ist in Blickrichtung nach NNE (Abb.56a) bzw. nach NW (Abb.56b) dargestellt; sonstige Parameter wie in Abbildung 54.
**– (c):** Isolinienplot der Biotitgehalte innerhalb der Diorithülle (10.5 – 15Vol%); Isolinienabstand = 1.5 Vol%.

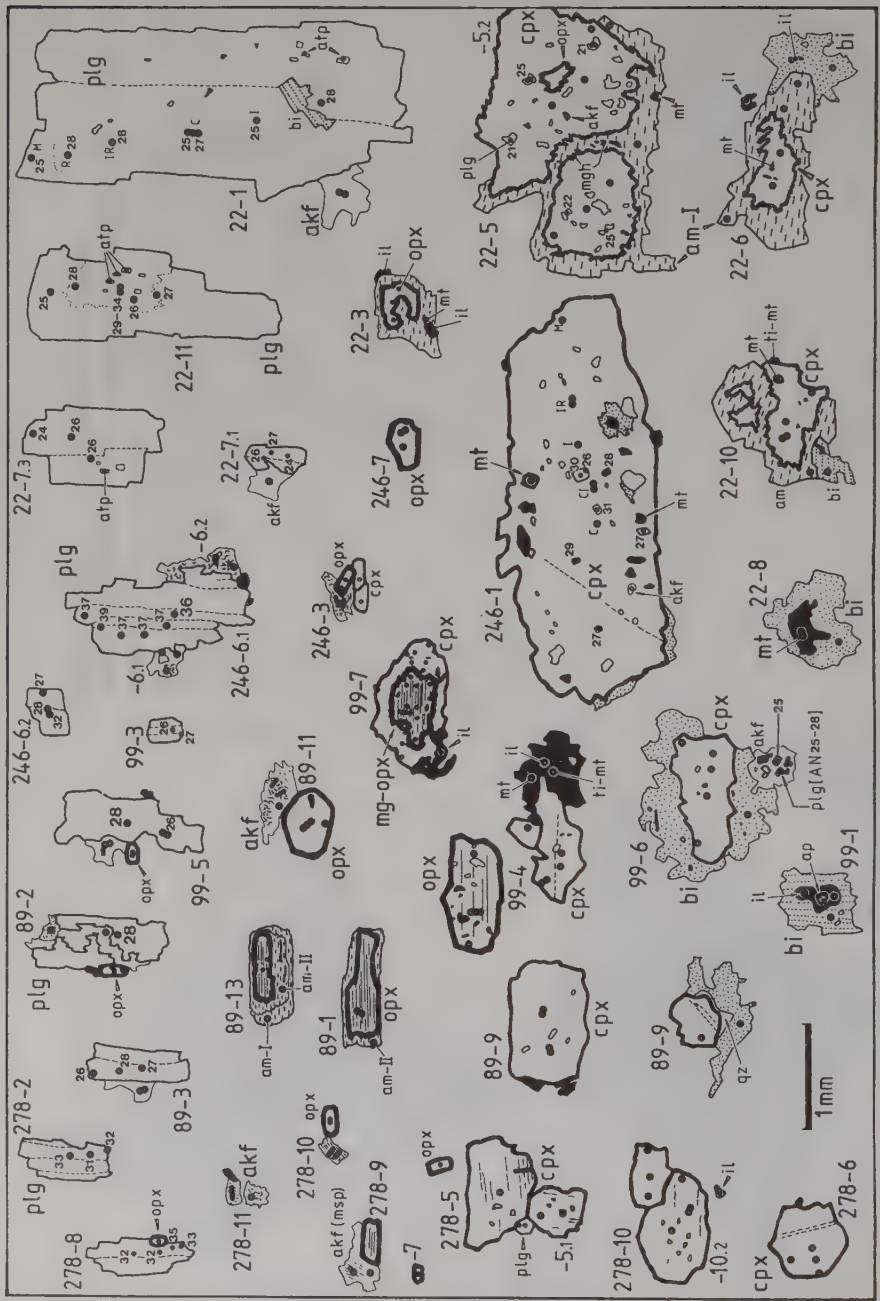



**Abb.57: 2Px – MONZODIORIT, feinkörnige Fazies(*MD278/89/99/246*) – > QUARZMONZODIORIT (*QMD22*).** Auswahl koexistierender, morphologisch typischer Mineralphasen mit Mikrosonden – Probenpunkten. Zahlen im Plagioklas geben An – Gehalt in [Mol%]; Abkürzungen vor Tab.IVa des Anhangs.

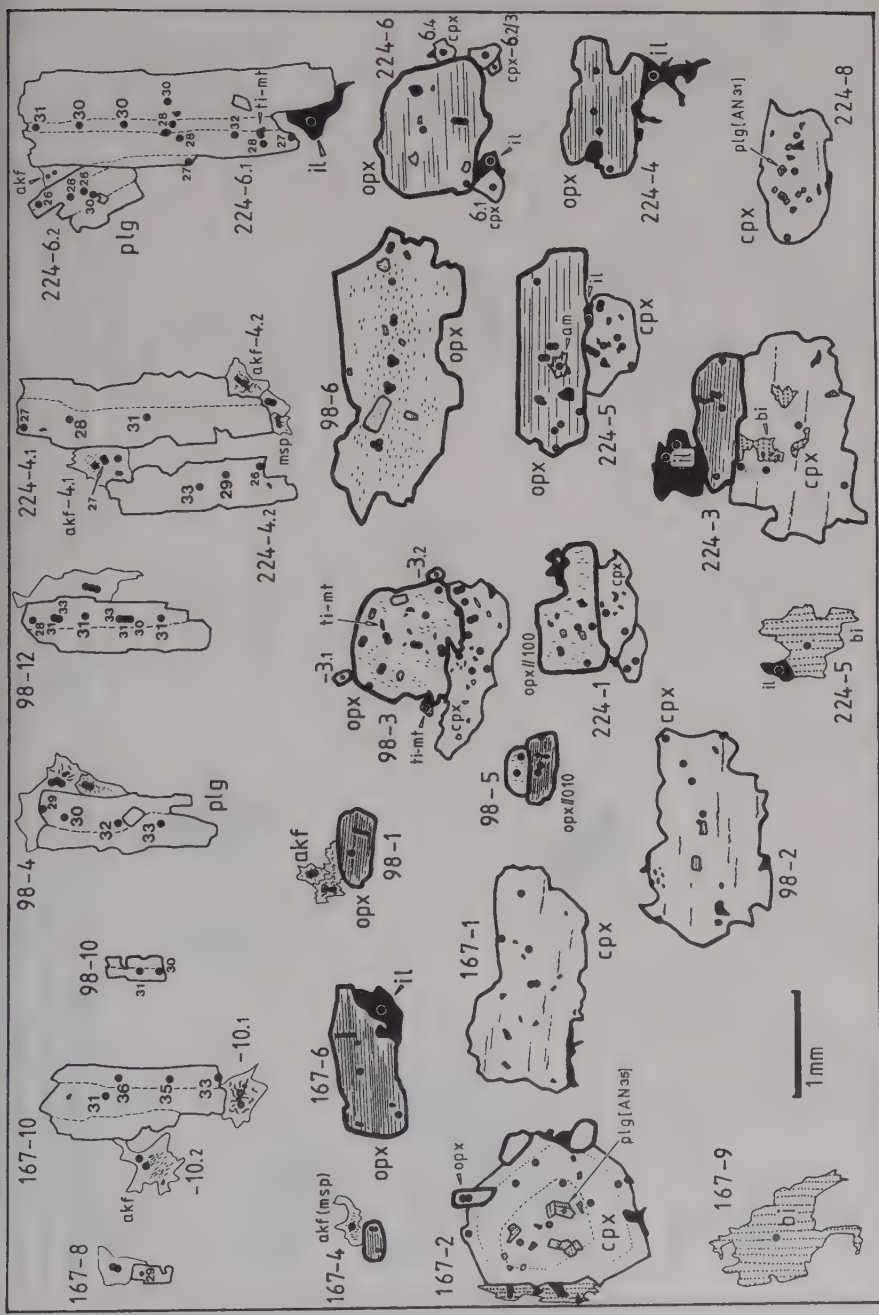



**Abb.58:** 2Px – MONZODIORIT, Normalfazies (*MD167/98*) – – – – – > grobkörnige Fazies (*MD224*).
Auswahl koexistierender, morphologisch typischer Mineralphasen mit Mikrosonden – Probenpunkten.
Zahlen im Plagioklas geben An – Gehalt in [Mol%]; Abkürzungen vor Tab.IVa des Anhangs.

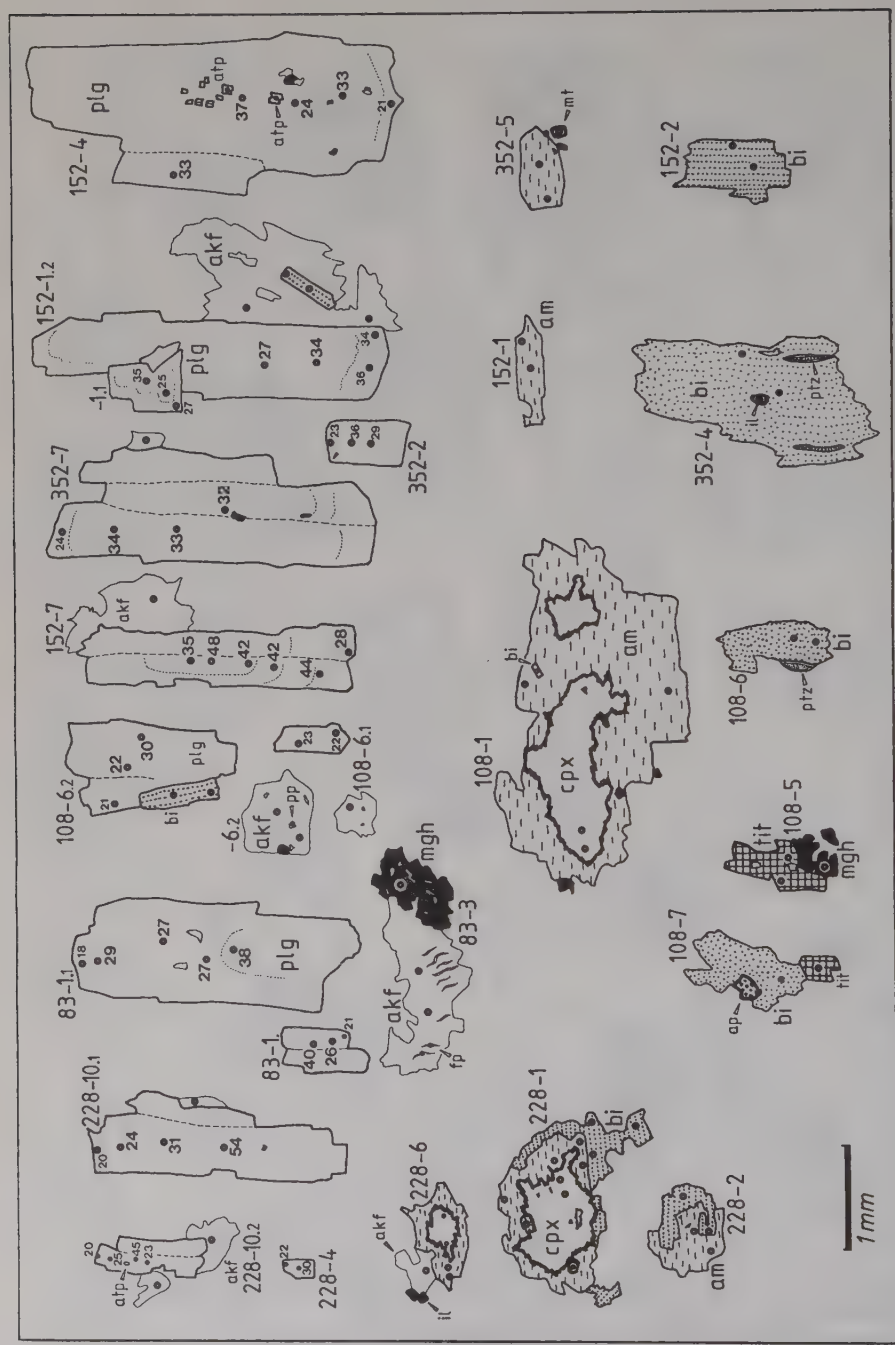



**Abb.59: QUARZ(monzo)DIORIT**, feinkörnige Fazies(*QMD228*) – – > **Normalfazies** (*QMD83/108/152/352*).
Auswahl koexistierender, morphologisch typischer Mineralphasen mit Mikrosonden – Probenpunkten.
Zahlen im Plagioklas geben An – Gehalt in [Mol%]; Abkürzungen vor Tab.IVa des Anhangs.

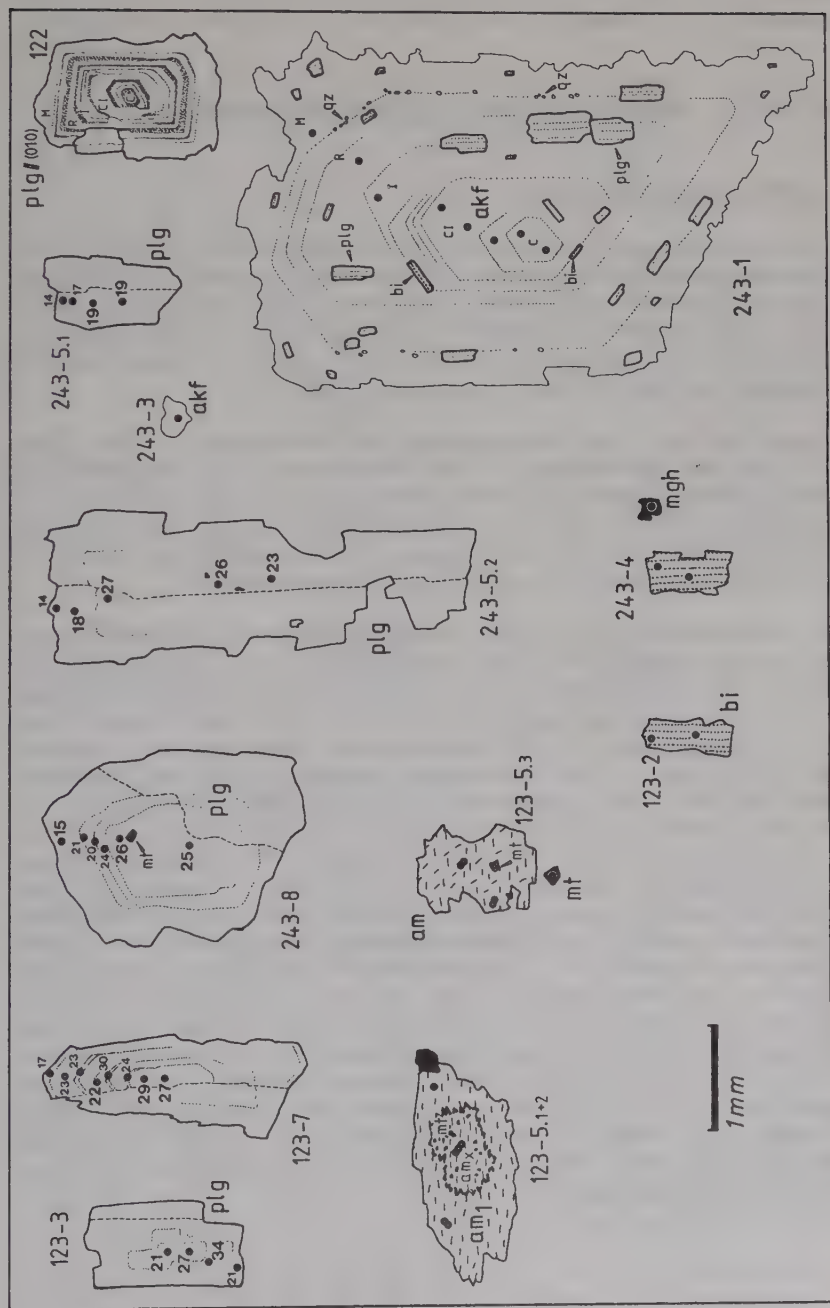



**Abb.60: GRANIT – – GRANODIORIT, Normalfazies** (*"pink granite"*: *x – GD123/GD122/GD, f 243*).
Auswahl koexistierender, morphologisch typischer Mineralphasen mit Mikrosonden – Analysepunkten.
Zahlen im Plagioklas geben An – Gehalt in [Mol%]; Abkürzungen vor Tab.IVa des Anhangs.

# KAPITEL IV: MINERALCHEMIE UND GEOTHERMOMETRIE

## 4.1 MIKROSONDENANALYTIK

Als Grundlage geothermometrischer Untersuchungen wurden 1983 und 1984 Mikrosondenanalysen von Feldspäten, Pyroxenen, Biotit, Amphibol und Erzphasen am *Mineralogisch – Petrographischen Institut der Universität Tübingen* durchgeführt. Prof.Dr.P.METZ ermöglichte in großzügiger Weise die Messungen; als technischer Operator sorgte D.MANGLIERS für eine optimale Standardisierung der Analysen und stand bei allen Fragen beratend zur Verfügung.

Eingesetzt war eine **wellenlängendispersive *ARL* – Mikrosonde**, die über einen *PDP11* – Rechner gesteuert und mit drei Kristallspektrometern ausgestattet ist (Detektorkristalle LiF, ADP, RAP). Bei konstanter Anregungsspannung (**15kV**) und Probenströmen von **10 – 20** nA lagen die Zählzeiten pro Element bei 10 – 40 sec. Die Datenreduktion der Zählraten erfolgte nach der Methode von BENCE & ALBEE (1968) mit einem *on – line* arbeitenden Computerprogramm.

Zur Standardisierung der Analysen dienten Mineralpräparate des Tübinger Instituts, die in Abbildung 61 (unten) aufgelistet sind. Diese Zusammenfassung tabelliert auch den durchschnittlichen Chemismus der untersuchten Mineralphasen mit Angabe der Standardabweichung (in Wt%) und den Nummern der verwendeten Standards. In den Anhang dieser Arbeit sind nur Messungen aufgenommen, die von Oberflächeneffekten (Spaltrisse, Einschlüsse) weitgehend unbeeinflußt sind: Ihre Oxydsummen liegen (anhydrisch) zwischen 98.0 und 101.0 Wt%, wobei die Kationensummen nicht stärker als $\pm 0.050$ schwanken (ohne Berechnung des $Fe^{3+}$ über Ladungsausgleich). M – Kationenüberschüsse (bis 0.035), gekoppelt mit ähnlich hohen Defiziten auf T – Plätzen (bis 0.035) einiger Orthopyroxen – Analysen (Tab.IVc des Anhangs) sind auf systematische, jedoch noch innerhalb der Standardabweichung liegende Meßfehler zurückzuführen (siehe auch 4.2.1 – 1). Sie sind vermutlich durch den Einsatz zweier systematisch um ca. 0.5 Wt% zu niedrig analysierter $SiO_2$ – Standards bedingt. Dies gilt vor allem für den (inhomogenen) Adularstandard *72* und den Diopsidstandard *58*, während Messungen derselben Pyroxene mit dem Sanidinstandard *57* und dem Augit *70* bessere Resultate ergaben. Der Volkesfelder Sanidin war jedoch erst in der dritten und letzten Meßperiode verfügbar. Bei den Feldspäten liegt die Summe der W – Kationen (Ca, Na, K, Ba) innerhalb des Intervalls 0.970 – 1.030, doch ist die Mehrzahl der Messungen im Bereich **0.990 – 1.010** reproduzierbar.

**Abb.61:** Bei der Mikrosondenanalytik verwendete Mineralstandards. Die angegebenen Standardabweichungen beziehen sich auf durchschnittliche Phasenzusammensetzungen gesteinsbildender Minerale des Ballachulish Complex.

| (Wt%) | Alkalifsp. | Andesin | Hypersthen | Augit | Biotit | Amphibol | Ilmenit | Magnetit | Titanit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 64.00 ±0.80<br>ST 57+72 | 61.00 ±0.75<br>ST 57+72 | 52.50 ±0.65<br>ST 58+70+72 | 52.00 ±0.65<br>ST 58+70+72 | 37.00 ±0.50<br>ST 15+57 | 49.00 ±0.65<br>ST 15+57 | ----------<br>---- | 0.10 ±0.02<br>ST 15+70 | 29.00 ±0.55<br>ST 15 |
| $TiO_2$ : | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 0.50 ±0.06<br>ST 30 | 0.50 ±0.06<br>ST 30 | 4.50 ±0.20<br>ST 30 | 1.00 ±0.08<br>ST 30 | 45.00 ±0.70<br>ST 30 | 1.00 ±0.08<br>ST 30 | 37.50 ±0.70<br>ST 30 |
| $Al_2O_3$: | 20.00 ±0.15<br>ST 40+57+72 | 24.00 ±0.18<br>ST 40+57+72 | 1.00 ±0.05<br>ST 40+58 | 2.00 ±0.07<br>ST 40+58 | 14.50 ±0.12<br>ST 15+40 | 6.00 ±0.10<br>ST 15+40+57 | ----------<br>---- | 0.50 ±0.05<br>ST 15 | 1.00 ±0.04<br>ST 15 |
| $Cr_2O_3$: | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 0.10 ±0.02<br>ST 64+69 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 1.00 ±0.05<br>ST 64+69 | ----------<br>---- |
| $FeO_{tot}$: | 0.10 ±0.02<br>ST 40+54 | 0.20 ±0.03<br>ST 40+54 | 21.00 ±0.30<br>ST 40+54 | 9.50 ±0.15<br>ST 40+54 | 18.00 ±0.25<br>ST 15+40+54 | 14.50 ±0.20<br>ST 15+40+54 | 50.00 ±0.55<br>ST 31+40+54 | 90.00 ±0.90<br>ST 31+40+54 | 1.50 ±0.06<br>ST 15 |
| MnO : | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 0.40 ±0.04<br>ST 40+54 | 0.20 ±0.03<br>ST 40+54 | 0.10 ±0.02<br>ST 15+40+54 | 0.30 ±0.03<br>ST 15+40+54 | 1.00 ±0.06<br>ST 15+40+54 | ----------<br>---- | ----------<br>---- |
| MgO : | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 23.00 ±0.35<br>ST 58+70 | 15.00 ±0.20<br>ST 58+70 | 13.00 ±0.15<br>ST 15+70 | 14.50 ±0.18<br>ST 15+70 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- |
| CaO : | 0.50 ±0.04<br>ST 70 | 6.00 ±0.11<br>ST 70 | 1.50 ±0.06<br>ST 58+70 | 20.00 ±0.25<br>ST 58+70 | ----------<br>---- | 12.00 ±0.22<br>ST 15+70 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 28.00 ±0.55<br>ST 15 |
| NiO : | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 0.10 ±0.03<br>ST 63 | ----------<br>---- |
| BaO : | 0.75 ±0.14<br>ST 37 | 0.10 ±0.10<br>ST 37 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- |
| $Na_2O$ : | 3.00 ±0.08<br>ST 73 | 8.00 ±0.14<br>ST 73 | ----------<br>---- | 0.50 ±0.03<br>ST 73 | 0.10 ±0.03<br>ST 15+73 | 1.00 ±0.05<br>ST 15 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | ----------<br>---- |
| $K_2O$ : | 11.00 ±0.20<br>ST 57+72 | 0.50 ±0.05<br>ST 57+72 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 9.50 ±0.15<br>ST 15+57+72 | 0.50 ±0.05<br>ST 15+57+72 | ----------<br>---- | ----------<br>---- | 0.10 ±0.05<br>ST 15 |

STANDARDNUMMERN:

ST 15: Hornblende (Kakanui);
ST 30: Rutil (synth.);
ST 31: Magnetit (synth.);
ST 37: Celsian (synth.);
ST 40: Granat (Roberts Victor);
ST 54: Mn-Almandin (Brissago);
ST 57: Sanidin (Volkesfeld);
ST 58: Diopsid (nat.);
ST 63: Ni-Metall;
ST 64: Cr-Metall;
ST 69: Uwarowit (Outokumpu);
ST 70: Klinopyroxen (Briançon);
ST 72: Adular (Gotthard);
ST 73: Albit (nat.).

Der Durchmesser des fokussierten Elektronenstrahls war entweder bei 30 µm oder bei 6 µm fixiert. Allgemein sind Phasen mit größeren **homogenen** Kornarealen und Feldspäte, bei denen **Barium** gemessen wurde, mit einem Strahldurchmesser von **30** µm analysiert; dazu zählen auch mesoperthitische Alkalifeldspäte und Orthopyroxene in Schnittlagen senkrecht zu **fein**lamellaren Augit – Entmischungen (3.4.4 – 4), die generell mittels 30 µm – Strahls integriert wurden. Testmessungen mit breiterem Elektronenstrahl (defokussiert, 40 – 50µm Ø) erlaubten keine quantitativen Analysen mehr. Ein minimaler Strahldurchmesser von 0.5 µm wurde nur im Orthopyroxenprofil *98 – 5* (Abb.62a) eingesetzt, um Periodizität und Chemismus schmaler Cpx – Entmischungslamellen zu definieren. Kleinbereiche **inhomogener** Phasen (mit retrograden Umwandlungen oder unregelmäßigen Erzeinlagerungen) sind mittels eines **6 µm** – Strahls analysiert. Bei geringerem Strahldurchmesser wären zwar **Korngrenzeffekte** an den oft nur 15 – 20 µm großen Tropfenperthiten im Alkalifeldspat der Hypersthendiorite auszuschließen (3.4.2 – 5; Abb.70d); die quantitative Reproduzierbarkeit der Alkalifeldspat – Analysen sinkt bei einer Reduktion des Strahldurchmessers (<5 – 6µm) jedoch überproportional, da beim Alkalifeldspat wie beim Biotit ein zunehmender **Kaliumverlust** im Bereich des Elektronenstrahls auftritt (selektive Materialverdampfung der leichteren Elemente, speziell der Alkalien)

Insgesamt 1035 Probenpunkte wurden auf 15 polierten, 30 – 35 µm dicken, mit Tusche markierten und mit Kohlenstoff bedampften Gesteinsschliffen analysiert. Auf Transparentfolien gezeichnete Kornareale und Analysenpunkte (eine Auswahl ist in Abb.57 – 60 dargestellt) waren gut lokalisierbar, da die Probenkammer der Sonde mit einem Okularzusatz für Untersuchungen mittels Auflicht und polarisiertem Durchlicht bei 30 – bzw. 300 – facher Vergrößerung ausgestattet ist.

## 4.2 PHASENBEZIEHUNGEN UND GEOTHERMOMETRIE [1]: PYROXENE

### 4.2.1 $Fe^{3+}$ – BESTIMMUNG

#### 4.2.1 – 1 Berechnung über Ladungsausgleich

Aus den Mikrosondenanalysen der Pyroxene wurde dreiwertiges Eisen mit dem BASIC – Programm *"Pxproj"* nach der Methode von PAPIKE et al. (1974) berechnet. Da diese Balancierung über den Ladungsausgleich

$$^{[6]}Al + {}^{[6]}Fe^{3+} + {}^{[6]}Cr + 2*{}^{[6]}Ti^{4+} \; <---> \; {}^{[4]}Al + Na \quad (M2)$$

äußerst sensibel gegenüber geringen $SiO_2$ – und $Al_2O_3$ – Analysenschwankungen reagiert, resultiert eine beträchtliche Streuung des $Fe_2O_3$ (Abb.65 – 68, *FC*). Zudem liegen die unter Annahme "perfekter" Stöchiometrie berechneten $Fe_2O_3$ – Gehalte von Orthopyroxen (2.0 – 4.5Wt%) und Klinopyroxen (3.5 – 5.5Wt%) gegenüber den chemisch und Mößbauer – spektroskopisch ermittelten Werten (s.u.) fast doppelt so hoch, was theoretisch auf ein

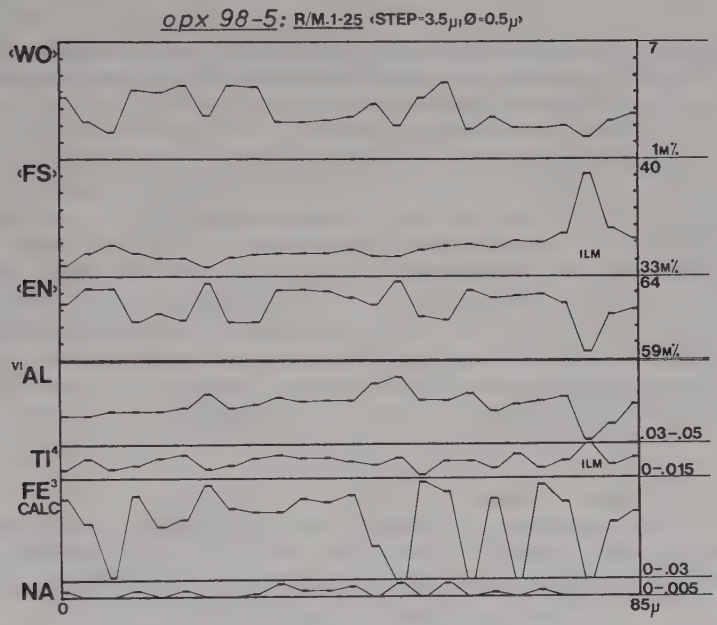
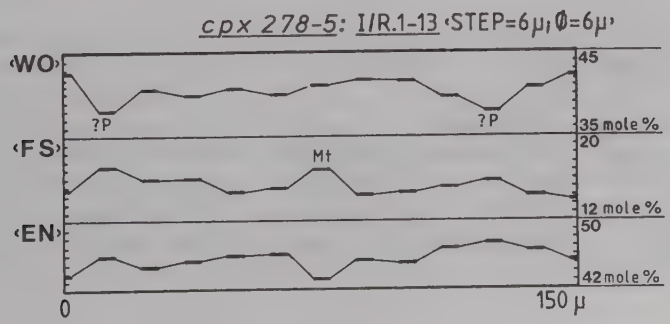



**Abb.62a (oben):** Mikrosondenprofil über die Mitte/Rand – Partie des Orthopyroxenkristalles *98 – 5* (Abb.58; Tab.IVb) mit lamellaren Augit – Entmischungen (<0.1µm, vgl. Abb.41 + 42) und einer Ilmenitlamelle *ILM*. Die Schrittweite des Profils beträgt 3.5 µm, der Strahldurchmesser 0.5 µm.
**Abb.62b (unten):** Meßprofil über die Rand/Saum – Partie des Klinopyroxens *278 – 5* (Abb.57; Tab.IVb) mit (?)Pigeonitlamellen (<0.4µm) und Erzanreicherungen *Mt*. Die Profil – Schrittweite und der Durchmesser des Elektronenstrahls betragen je 6 µm.

Auf den Ordinaten der Abbildungen 62a + b sind die nach LINDSLEY (1983) projizierten Basiskomponenten *en· + fs· + wo· = 100 Mol%* sowie (nur in Abb.62a) die Kationen [6]Al, Ti, $Fe^{3+}$ (berechnet über den Ladungsausgleich) und Na dargestellt.



Kationendefizit auf M1 – Plätzen (Cpx) oder eine "Hydroxyl" – Substitution *4H< – – >Si* auf T – Plätzen (Opx) hindeuten könnte (ROBINSON 1980, S.42). Hier ist jedoch zu berücksichtigen, daß Kationendefizite auf T – Plätzen, **gekoppelt** mit Kationenüberschüssen auf M – Plätzen des Orthopyroxens (Tab.IVc des Anhangs) auch **Analysenschwankungen** reflektieren können, die noch **innerhalb** der durch die Standardabweichung definierten Fehlergrenzen für $SiO_2$ liegen (± 1.3 Relativ%, Abb.61). So ist zu vermuten, daß bei den beiden Meßreihen mit Standardisierung *ST58 + 72* (Abb.61) $SiO_2$ um 0.3 – 0.7 Wt% systematisch zu niedrig gemessen wurde, was die T – Kationendefizite und die M – Kationenüberschüsse eines Drittels der Mikrosondenanalysen in Tab.IVc bedingt. Solche Analysen weisen bei einer Massenbilanzierung mit dem Programm *"Minsort"* (4.2.2) häufig eine **Überschätzung** des via Ladungsausgleichs berechneten dreiwertigen Eisens auf (um 50%) oder ergeben bei konstant gehaltenem Eisenfaktor $Fe^{3+}/Fe^{2+}_{tot.}$ (aus Naßchemie und Spektroskopie) eine **negative** Ferritschermakit – Komponente (– CAFTS = 0.5 – 1.5Mol%), die nur durch **Addition** von 0.5 – 0.7 Wt% $SiO_2$ zur Originalanalyse kompensierbar wäre.

### 4.2.1 – 2 Mößbauer – Spektroskopie

Um eine unabhängige Kontrolle des Valenzzustandes von Eisen in Ortho – und Klinopyroxenen zu ermöglichen, fertigte PD Dr.E.SCHMIDBAUER am *Institut für Geophysik* (München) freundlicherweise Mößbauer – Absorptionsspektren dreier Pyroxenkonzentrate an (Hypersthen *98*, Augit *98 + 167*). Da die Quadrupol – Aufspaltung der Spektrallinien, welche dem Eisen auf M – Plätzen zugeordnet werden, in Tieftemperaturspektren (78°K) gegenüber Raumtemperaturspektren (294°K) zu keiner besseren Auflösung des $Fe^{3+}$ – Flankenpeaks führte, wurden die M – Linien für $Fe^{2+}$ der 294°K – Spektren (analog des von WILLIAMS et al. (1971) bei Kakanui – Augiten verwendeten Anpassungsverfahrens) über zwei Dubletten asymmetrisch gefittet und das Verhältnis $Fe^{3+}/(Fe^{2+}_{TOTAL})$ ermittelt (E.SCHMIDBAUER, pers.Mitt. im Juni 1986). Die Reproduzierbarkeit dieses Eisenfaktors *FF* für Augit ist mit einem Relativfehler von ~ 10% behaftet. Er steigt jedoch bei dem nahezu $Fe^{3+}$ – freien Hypersthen auf ca. 25%. Derzeit wird versucht, das Anpassungsverfahren für M – Linien zu optimieren, um eventuell Aussagen über die $Fe^{2+}$ – Besetzung auf M1 – und M2 – Plätzen der magnesiumreichen Ballachulish – Pyroxene treffen zu können (WILLIAMS et al. 1971, S.150) und einen Vergleich mit geplanten Strukturverfeinerungen zu ermöglichen (FUESS et al. 1986).

Vorerst läßt sich feststellen, daß die naßchemisch und spektrometrisch bestimmten Eisenfaktoren im Rahmen der Fehlergrenzen übereinstimmen (Abb.63). Dies deutet darauf hin, daß in den untersuchten Pyroxenen dreiwertiges Eisen weitestgehend 6 – oder 8 – fach koordinierte Gitterplätze (M1 + M2) einnimmt. Bei einer (teilweisen) Besetzung von Tetraederplätzen durch $Fe^{3+}$ sinkt die Intensität der $Fe^{3+}$ – Absorption wegen der höheren Bindungsenergie. Dies führt zu einer Unterschätzung des $Fe^{3+}$ – Anteiles am Gesamteisen, wobei der spektroskopische Eisenfaktor signifikant kleiner wäre als der naßchemisch ermittelte.

**Abb.63:** $\{Fe^{3+}/Fe^{2+}_{TOTAL}\}$ – Verhältnisse und Endkomponenten in Pyroxenen der Intrusivkomplexe von Ballachulish und Ben Nevis.

| | Hypersthen 98 | Hypersthen 167 | Augit 98 | Augit 167 | Hypersthen | | Augit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (A) MIKROSONDE | : | : | : | : | (Ben Nevis 1; HASLAM 1968) | | |
| $FeO_{tot.}$ (Wt%) : | 22.30 (77 Analysen) | 22.54 (16 Analysen) | 9.25 (19 Analysen) | 7.81 (17 Analysen) | ----- ----- | - - - - - | ----- ----- |
| (B) NAßCHEMIE (Redoxtitration) | : | : | : | : | : | | : |
| $FeO_{tot.}$ (Wt%) : | ----- | 20.39 | 9.14 | 9.87 | 21.21 | - - - | 9.48 |
| FeO " : | ----- | 19.44 | 7.75 | 8.31±0.12 | 20.72 | - - - | 8.08 |
| $Fe_2O_3$ " : | ----- | 1.05 | 1.55 | 1.73±0.13 | 0.55 | - - - | 1.56 |
| $FF=Fe^{3+}/SUM_{Fe^{2+}}$ : | ----- | 0.046 | 0.153 | 0.158±0.012 | 0.023 | | 0.148 |
| (C) MÖßBAUER-SPEKTROSKOPIE | : | : | : | : | : | | : |
| $FF=Fe^{3+}/SUM_{Fe^{2+}}$ : | 0.043±0.010 | ----- | 0.150±0.015 | 0.141±0.015 | ----- | - - - | ----- |
| Wt% FeO (vgl. A) : | 21.34±0.22 | ----- | 7.77±0.14 | 8.48±0.15 | ----- | | ----- |
| Wt% $Fe_2O_3$ (" ") : | 1.06±0.25 | ----- | 1.37±0.16 | 1.54±0.17 | ----- | | ----- |
| ENDKOMPONENTEN* (in Mol%, vgl. A) | : | : | : | : | : | | : |
| En : | 63.2 | 61.1 | 38.9 | 41.1 | 61.8 | | 40.7 |
| Fs : | 31.1 | 33.6 | 12.3 | 10.2 | 32.2 | | 11.2 |
| Wo : | 0.5 | 1.2 | 38.4 | 39.1 | 0.9 | | 39.2 |
| TiCATS : | 1.1 | 1.3 | 1.3 | 1.9 | 1.4 | | 1.5 |
| CATS : | 1.0 | 0.5 | 3.1 | 3.9 | 1.9 | | 3.1 |
| CrCATS : | --- | --- | --- | --- | --- | - - - | --- |
| CAFTS : | 2.3 | 1.4 | 2.1 | -0 | 0.5 | | -0 |
| Jd : | --- | --- | --- | --- | --- | - - - | --- |
| Ac : | 0.1 | 0.2 | 3.0 | 2.6 | 0.5 | | 3.9 |
| Ur : | -0 | -0 | 0.5 | 0.9 | -0 | | 0.1 |
| Py : | 0.6 | 0.6 | 0.3 | 0.2 | 0.8 | | 0.3 |

*Berechnet nach DIETRICH & PETRAKAKIS (1984).

## 4.2.2 PYROXENCHEMISMUS: KATIONENFORMEL UND ENDKOMPONENTEN

Da die aus Mikrosondenanalysen über Ladungsausgleich berechneten $Fe_2O_3$ – Gehalte stark schwanken (4.2.1 – 1), wurden **konstante** Durchschnittswerte der naßchemisch und spektrometrisch ermittelten **Eisenfaktoren** (*FF*= $Fe^{3+}$/ ($Fe^{2+}{}_{TOTAL}$), Abb.63) bei der Darstellung der Oxyd – Rohdaten (in Tab.IVb, $FF_{CPX}$ = 0.155) und der Kationenformeln koexistierender Pyroxene (Tab.IVc, $FF_{OPX}$ = 0.045; $FF_{CPX}$ = 0.155) eingesetzt.

Für zwei Pyroxenpaare der Proben *98* und *167* wurden mit dem FORTRAN – Programm *"Minsort"* (das H.DIETRICH/ Wien zur Verfügung stellte) Pyroxenformeln als Datenvektoren in einer Koeffizientenmatrix dargestellt (DIETRICH & PETRAKAKIS 1984). Die aus gemittelten Mikrosondenanalysen berechneten Pyroxen – Endglieder sind in Abbildung 63 tabelliert.

Es resultieren folgende Strukturformeln für Augit und Hypersthen:

---

$\underline{Cpx\ 98}$: $(\underline{Ca}_{0.83}\underline{Na}_{0.04}\underline{Fe}^{2+}_{0.12})\ (\underline{Fe}^{2+}_{0.12}\underline{Mg}_{0.78}\underline{Fe}^{3+}_{0.05}$-----$\underline{Ti}_{0.01}\underline{Al}_{0.03})\ (\underline{Si}_{1.94}\underline{Al}_{0.06})\ \underline{O}_6$

$\underline{Cpx167}$: $(\underline{Ca}_{0.85}\underline{Na}_{0.03}\underline{Fe}^{2+}_{0.12})\ (\underline{Fe}^{2+}_{0.08}\underline{Mg}_{0.84}\underline{Fe}^{3+}_{0.04}\underline{Cr}_{0.01}\underline{Ti}_{0.02}\underline{Al}_{0.01})\ (\underline{Si}_{1.90}\underline{Al}_{0.10})\ \underline{O}_6$

$\underline{Opx\ 98}$: $(\underline{Ca}_{0.05}\underline{Mn}_{0.01}\underline{Fe}^{2+}_{0.62}\underline{Mg}_{0.30})\ (\underline{Mg}_{0.96}\underline{Fe}^{3+}_{0.03}$-----$\underline{Ti}_{0.01}$------$)\ (\underline{Si}_{1.96}\underline{Al}_{0.04})\ \underline{O}_6$

$\underline{Opx167}$: $(\underline{Ca}_{0.06}\underline{Mn}_{0.01}\underline{Fe}^{2+}_{0.68}\underline{Mg}_{0.27})\ (\underline{Mg}_{0.96}\underline{Fe}^{3+}_{0.03}$-----$\underline{Ti}_{0.01}$------$)\ (\underline{Si}_{1.95}\underline{Al}_{0.05})\ \underline{O}_6$

---

Die Verteilungskoeffizienten D {CPX/OPX} für Hauptelemente (in [Wt%]) zwischen koexistierenden Pyroxenen aus der Monzodiorit – Normalfazies von Ballachulish (*98 + 167 + 224*, Tab.IVb) weisen relativ niedrige {D} – Verhältnisse für $\{Al_2O_3\}$ = [2.2], $\{TiO_2\}$ = [1.1] und {MnO} = [0.45] auf, ebenso wie am Ben Nevis (HASLAM 1968). Solche Werte charakterisieren normalerweise **Granulite und Charnockite**, nicht jedoch gabbroide Magmatite (HUEBNER 1982, S.229 + 230).

## 4.2.3 ZELLPARAMETER (Augit)

Augitkonzentrate der Monzodioritproben *98* und *167* wurden mit Reinstsilizium (NBS – Standard) gepulvert und röntgendiffraktometrisch analysiert. Die Meßbedingungen entsprechen den in HUCKENHOLZ & FEHR beschriebenen (1982, *Tab.2*). Datenübertragung und Auswertung erfolgten auf einem CBM8296 – Rechner mit dem Programm *"ADM"* (A.WASSERMANN, unpubl.). Dabei wurden jeweils 23 – 24 Reflexe indiziert und nach der Methode kleinster Fehlerquadrate verfeinert (*"least square fit"*; r = 0.409 – 0.414).

GITTERPARAMETER:

| | a | b | c (±0.002)Å | β (±0.01)° | V=(a·b·c)·sinβ (±0.003)Å³ |
|---|---|---|---|---|---|
| Augit 98: | 9.782 | 8.934 | 5.205 | 106.29 | 436.616 |
| Augit 167: | 9.756 | 8.943 | 5.200 | 106.06 | 435.983 |

Beim Vergleich von Gitterkonstanten und Durchschnittszusammensetzung beider Augite (aus Mikrosondenanalysen, 4.2.2) mit den Zellparametern synthetischer quadrilateraler Pyroxene (CAMERON & PAPIKE 1982, S.50) fällt auf, daß die Substitution der Augite mit ca. 10Mol % Fremdkomponenten ($TiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, $Cr_2O_3$) zu einer deutlichen Senkung von c (um 0.04Å und zu einer Vergrößerung von a (um ~ 0.02Å) bei leichter Zunahme des Zellvolumens V (um 2 – 3Å³) führt. Die Gitterkonstante b und der β – Winkel reagieren gegenüber Schwankungen des $X_{Fe}$ – Verhältnisses und des Wo – Gehaltes besonders sensibel (CAMERON & PAPIKE 1982, S.51), scheinen hier aber nicht von der Substitution mit nichtquadrilateralen Komponenten beeinflußt. Beide Parameter begrenzen im Pyroxen – Trapez ein Feld ($En_{47-44}$ $Fs_{15-18}$ $Wo_{37-39}$), das gegenüber gemittelten Mikrosondenanalysen (Tab.IVc; *cpx 98, 167/ av = 19, 17*) bei niedrigeren Wo – Konzentrationen und bei höheren Fs – Gehalten liegt (je 4Mol%). Da jedoch nur jeweils 17 – 19 homogene Areale analysiert und gemittelt werden konnten, diese Bereiche (ohne Magnetit – / Ilmenitlamellen) meist En – reicher sind (wie auch der naßchemisch ermittelte, deutlich höhere Eisengehalt in Abb.63 zeigt), und zudem auch Calcium – arme, submikroskopische Pigeonit-entmischungen auftreten (3.4.5 – 4), dürfte das von den Gitterparametern b und β eingegrenzte Feld dem "realen" Pyroxenchemismus auf ± 2 – 5 Mol% nahekommen. Diese integrale Pyroxenzusammensetzung ($En_{45,5}$ $Fs_{16.5}$ $Wo_{38}$) liegt im Bereich der Solvus – Isotherme für 1000°C (3kb) des graphischen Pyroxen – Geothermometers nach LINDSLEY (1983; vgl. 4.2.4 – 2 und Abb.64a).

## 4.2.4 PYROXEN – GEOTHERMOMETRIE

### 4.2.4 – 1 Methodik

Das angewendete graphische Verfahren zur Pyroxenthermometrie ist in den Publikationen von LINDSLEY & ANDERSEN (1983) und LINDSLEY (1983) ausführlich dargestellt. Es basiert auf experimentellen Untersuchungen im Quadrilateral *Enstatit – – Ferrosilit/Diopsid – – Hedenbergit* unter Drucken von 1 at bis 15 kb, unter Berücksichtigung des temperaturkritischen Verteilungsgleichgewichtes von **Calcium** zwischen koexistierenden Pyroxenen (Einbau normativer Wollastonitkomponente). Die Druckkorrektur erfolgt rechnerisch als Funktion des $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ – Verhältnisses **X** und beträgt z.B. 4 – 5°C pro Kilobar für $X_{OPX} = 0.30$ und $X_{CPX} = 0.40$. Bei natürlichen Pyroxenen mit Fremdkomponenten (*"others"* = **oc**) ist eine spezielle Projektion notwendig ($en^{\cdot} + fs^{\cdot} + wo^{\cdot} = 100$Mol%), um die Aktivitäten der Basiskomponenten Enstatit (En), Ferrosilit (Fs) und Wollastonit (Wo) abzuschätzen.

Für diese Berechnungen stellte D.H.LINDSLEY (New York) freundlicherweise das Computerprogramm *"Pxproj"* zur Verfügung, das modifiziert und für die CBM – Rechner am Münchner Institut umgeschrieben wurde. Das speziell für Mikrosondenanalysen entwickelte BASIC – Programm ermittelt für verschiedene Pyroxene (Orthopyroxen, Pigeonit oder Augit) auf der Basis von 6 Sauerstoff – Atomen die Kationenformel und (als Option) über Ladungsausgleich den $Fe^{3+}$ – Gehalt (nach PAPIKE et al. 1974). Ti, Al, Cr, $Fe^{3+}$, Mn und Na werden als Fremdkomponenten ***Akmit*** (*Ac*, Na – $Fe^{3+}$), ***Jadeit*** (*Jd*, Na – $^{[6]}Al$) und $Ca(R^{3+},{}^{[6]}Al)_2SiO_6$ – **Tschermak's** Moleküle ***CAFTS*** ($^{[6]}Al$, $Fe^{3+}$), ***CrCATS*** ($^{[6]}Al$, Cr), ***CATS*** ($^{[6]}Al$, $^{[4]}Al$) sowie als ***$MnTiAl_2O_6$*** sequentiell berechnet (LINDSLEY 1983, S.486) und die Basiskomponenten ***En***, ***Fs*** und ***Wo*** (in Mol%) für die Projektion korrigiert. Während dieses Verfahren den Gehalt (und somit die Aktivität) der Wo – Komponente im Orthopyroxen maximiert, wird beim **Augit** ein Teil des Calciums als CATS – Moleküle vom primären Wo – Gehalt **subtrahiert** (s.u.). Da dieses weitgehend empirische, auf experimentellen Daten. kristallchemischen Überlegungen und statistischen Studien basierende Projektionsschema nur dazu dienen soll, die Bauschaktivitäten der Basiskomponenten En, Fs und Wo möglichst genau zu reproduzieren, bleibt hier der Fe/Mg – Ordnungsgrad unberücksichtigt (temperaturabhängige Verteilung von Fe und Mg auf M1 – und M2 – Plätze).

Die Genauigkeit der Temperaturbestimmung für Pyroxene mit bis zu 2 Mol% Fremdkomponenten wird von LINDSLEY (1983) mit ±50°C angegeben, wobei apparative Fehler und Analysenschwankungen eingehen. Für jedes weitere Mol% Fremdkomponente könnte die Abweichung um etwa 5°C steigen, so daß für Augite mit 10 – 12 Mol% nichtquadrilateraler Komponenten eine potentielle Schwankungsbreite von nahezu **200°C** resultiert. Daher empfehlen LINDSLEY & ANDERSEN (1983), das Projektionsschema nur auf Pyroxene mit **weniger** als 10 Mol% Fremdkomponenten anzuwenden.

Selbst wenn Abweichungen in der Bestimmung des $Fe^{3+}$ – Gehaltes der Pyroxene deutlich reduzierbar sind (vgl. 4.2.1), liegt der wohl bedeutendste Fehlerfaktor in der **Subtraktion der $Al_2O_3$ – Komponente** bei augitischen Pyroxenen durch die Projektion von LINDSLEY & ANDERSEN (1983). Wie bereits LINDSLEY anmerkt (1983, S.487), stellt die **vollständige** Subtraktion von CATS – und CAFTS – Molekülen höchstwahrscheinlich eine **Überkorrektur** dar, welche die Wo – Aktivität unterschätzt und speziell bei aluminiumreichen Augiten granulitischer Gesteine zu unrealistisch hohen, *"scheinbaren"* Temperaturen führt: Hier ist die Temperatur positiv mit dem $Al_2O_3$ – Gehalt des Augits korreliert (relativer Temperaturanstieg um ca. 100°C pro 1 Wt% $Al_2O_3$ – Zunahme, ANDERSEN & LINDSLEY 1984). Die bisher angewandte Projektion für Augit bedingt also eine *scheinbare Erhöhung der Temperaturstabilität* mit steigendem {CATS + CAFTS} – Einbau, doch kann eine Erhöhung der $CO_2$ – Aktivität auch **isotherm** CATS – reiche, fassaitische Pyroxene stabilisieren (WASSERMANN 1982). Zudem begünstigt steigender **Druck** die isotherme Fixierung [6] – fach koordinierten Aluminiums (Ø = 0.53Å; SHANNON & PREWITT 1970) auf M1 – Oktaederplätzen (Ø = 0.65Å). Dabei ist nicht auszuschließen, daß Aluminium den Ca – Austausch auf M2 – Plätzen zwischen Orthopyroxen und Augit behindert und

so die *"Schließungstemperatur"* für die Ca – Diffusion anhebt (ANDERSEN & LINDSLEY 1984).

Die Pyroxen – Geothermometrie ist in **plutonischen Gesteinen** nur mit erheblichen Einschränkungen anwendbar, da gerade hier besonders lange Abkühlungszeiten herrschen, wobei die Diffusionsraten in $H_2O$ – untersättigten Schmelzen mit der Liquidustemperatur noch steigen. Diese Bedingungen begünstigen bereits im magmatischen Stadium die wechselseitige Entmischung von Pyroxenphasen (z.B. *Orthopyroxen aus subcalcischem Augit* oder *salischer Augit aus invertiertem Pigeonit* ). Dabei erscheinen die Entmischungsprodukte jedoch nicht in Form gitterorientierter Lamellen, sondern bilden **isolierte** Körner auf Intergranularen nahe des Wirtskristalles. Dieser Vorgang wird von LINDSLEY & ANDERSEN (1983, S.A898) als ***"granule exsolution"*** (***Kornentmischung*** ) bezeichnet. Speziell die calciumhaltigen Klinopyroxene (Aug + Pig) sind vom Prozess der Kornentmischung betroffen. Bereits HUEBNER weist darauf hin (1980, S.224 + 279), daß die unter hohen Abkühlungsraten experimentell ermittelten Konoden *Orthopyroxen – Augit* gegenüber natürlichen Pyroxenpaaren aus Plutoniten erheblich ***"verkürzt"*** erscheinen, diese Diskrepanz jedoch am **calciumreichen** "Augitende" der Konode besonders ausgeprägt ist (Verlängerung der Konode in Richtung Wo – reicherer Zusammensetzung). Da im Augit die Ca – Transferreaktion gegenüber der $Fe^{2+}$ – Mg – Austauschreaktion auf M2 – Plätzen kinetisch begünstigt ist, können Solvusgleichung (Ca) und Austauschgleichung ($K_D$) des Pyroxen – Geothermometers von KRETZ (1982) nichtkonsistente, bezüglich der Solvusgleichung sogar unrealistisch hohe "Temperaturen" für manche Plutonite liefern. Der Effekt wird hier möglicherweise noch durch das Fehlen eines adäquaten Projektionsverfahrens bezüglich nichtquadrilateraler Komponenten verstärkt. Hinweise darauf geben die nach der Methode von KRETZ durchgeführte Temperaturberechnungen für Pyroxene von Ballachulish (*MD98* ; Solvus = 1190°C/ $K_D$ = 1175°C), Ben Nevis (*BN1* in HASLAM 1968; Solvus = 1225°C/ $K_D$ = 1085°C), und Skaergaard (*B2 – 5* in LINDSLEY & ANDERSEN 1983; Solvus = 1390°C/ $K_D$ = 1210°C).

LINDSLEY & ANDERSEN (1983, S.A896 – 900) und LINDSLEY (1983, S.489) präsentieren texturelle, chemische und experimentelle Daten, die auf eine weitreichende Kornentmischung bei Mg – reichen Augiten und bei Pigeoniten der Intrusionen von Skaergaard und Bushveld hinweisen. Hier modifiziert eine **magmatische** Ca – Reequilibrierung (im Temperaturintervall von 1100 – 950°C) den primären Kristallisationstrend, wobei ein *"anomaler Skaergaard – Trend"* entsteht: Selbst bei Subtraktion nichtquadrilateraler Fremdkomponenten steigen mit zunehmender Magmenfraktionierung und Fe – Anreicherung ($X_{Fe}$ in Aug, Pig, Opx) die scheinbaren Bildungstemperaturen der Augite und Pigeonite, was den petrologischen Erwartungen widerspricht.

Im folgenden Abschnitt wird gezeigt, daß auch innerhalb der relativ kleinen Intrusion von Ballachulish **augitische** Pyroxene texturell und chemisch reequilibriert sein können – – – besonders in der Kernzone der Diorithülle. Hier beziehen sich Interpretation der Bildungstemperaturen und Rekonstruktion der primären Kristallisationstrends koexistierender Hypersthene und Augite über-

wiegend auf die Auswertung der **Orthopyroxen** – Daten. Hierfür lassen sich mehrere Gründe anführen:

**(1)** Hypersthene des Ballachulish Complex sind texturell und chemisch deutlich homogener (mit Cpx – Lamellen $<<0.1\mu m$, Ilmenitschüppchen $<2\mu m$ und ± fehlendem Zonarbau) als koexistierende Augite (mit Pig – Lamellen bis $0.4\mu m$, lamellaren Magnetit – Anreicherungen $>5\mu m$ und begrenztem Fe – Zonarbau).
**(2)** Opx enthält nur 3 – 5 Mol% nichtquadrilateraler Komponenten (gegenüber 6 – 14Mol% im Augit).
**(3)** Da die Opx – Projektion {CATS + CAFTS} – unabhängig ist (der normative Wo – Gehalt also nicht reduziert wird), können sich weder eine mögliche CATS – Überkorrektur noch Fehlerquellen in der $Fe^{3+}$ – Bestimmung (4.2.1) gravierend auf die temperaturkritische Ca – Aktivität auswirken.
**(4)** Im Gegensatz zu Augit ist bei einer möglichen Reequilibrierung des Opx der $Fe^{2+}$ – Mg – Austausch gegenüber der Ca – Diffusion kinetisch zwar **deutlich** begünstigt (D.H.LINDSLEY, pers.Mitt. im Sept. 1985), doch bedingt selbst eine erhebliche Änderung des Fe/Mg – Verhältnisses (z.B. um 5Mol% En) im Pyroxen – Quadrilateral wegen der geringen Steigung der Solvus – Isothermen für Opx nur eine begrenzte Temperaturvariation ($\leq 30^oC$).

### 4.2.4 – 2 Projektion koexistierender Pyroxene

In den Abbildungen 65 – 68 sind 360 Mikrosondenanalysen koexistierender Pyroxene aus 8 Monzodioritproben nach der Methode von LINDSLEY & ANDERSEN in einen Ausschnitt des Pyroxen – Quadrilaterals projiziert, dessen Isothermen entsprechend einem Druck von $P_{tot.} = 3kb$ korrigiert sind (Abb.64a). Koexistierende Pyroxene sind durch Konoden verbunden (vgl. Erläuterungen unter Abb.64); Kationenformeln dieser Analysen sind in Tabelle IVc des Anhangs aufgelistet. Die Tx – Kristallisationstrends von Augit und Orthopyroxen wurden mittels linearer Regression angenähert. Im Augittrend *FF* ist das an den Proben *MD98* und *MD167* naßchemisch und durch Mößbauer – Spektroskopie ermittelte Durchschnittsverhältnis $Fe^{3+}/Fe^{2+}_{TOTAL}$ als konstanter Eisenfaktor berücksichtigt (= 0.150, vgl. Abb.63), während dreiwertiges Eisen des (meist stark streuenden) Trends *FC* über Ladungsausgleich berechnet ist (4.2.1 – 1).

Deutliche Abweichungen vom *FF* – Trend zu niedrigeren Wo – Gehalten sind möglicherweise auf submikroskopische, lamellare Pigeonitentmischungen //'100' zurückzuführen (3.4.5 – 4). Abbildung 62b zeigt das Mikrosondenprofil eines Augits mit zwei signifikanten Abweichungen zu niedrigeren Wo – Gehalten (*"?P"* = ? Pigeonit – Entmischungen). Da der Elektronenstrahldurchmesser mit 6 – 30 µm die Pigeonit – Lamellenbreite um einen Faktor von **mindestens** 15 – 75 übersteigt (ohne Berücksichtigung der Sekundäranregung in einem weit größeren Areal), scheinen die hier ermittelten, um 50 – 70°C über dem Augit – Durchschnittstrend liegenden, "integralen" Temperaturen den primären Bildungsbedingungen des Augits (vor der Pig – Entmischung) am nächsten zu kommen.

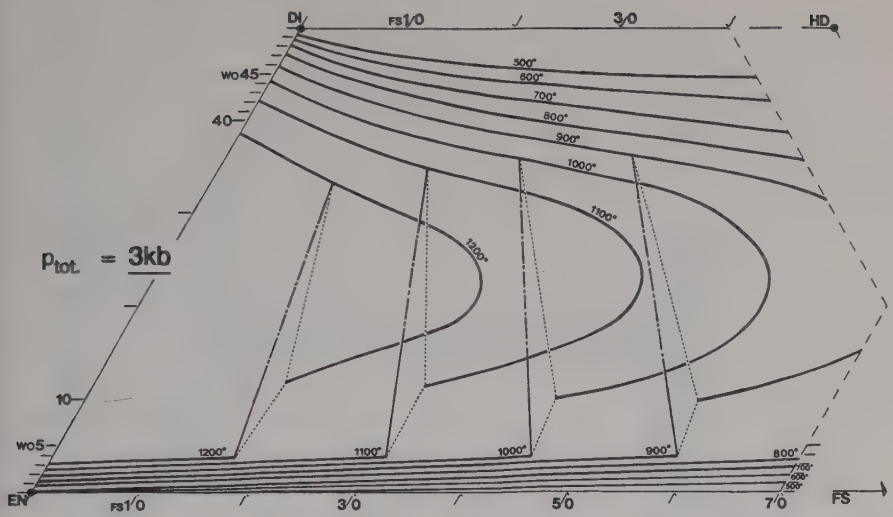



**Abb.64**: Pyroxen – Solvusdiagramm nach LINDSLEY (1983), projiziert in einen Ausschnitt des Quadrilaterals *Enstatit* – – *Ferrosilit* – *Diopsid* – – *Hedenbergit* (en· + fs· + wo· = 100Mol%). Die Temperaturen der Solvus – Isothermen sind in [°C] bei $P_{tot.}$ = 3kb angegeben.

**Symbole und Erläuterungen** zu den Pyroxen – Projektionspunkten in den Solvusdiagrammen der Abbildungen **65 – 69**:

Projektion nach LINDSLEY (1983); **durchgezogene Konoden** verbinden Pyroxenpaare in *Berührungsparagenesen* (x = instabile Phasengrenze, *MD99* : Cpx korrodiert Opx). **Gestrichelte Linien** verbinden paragenetisch assoziierte, jedoch *räumlich voneinander getrennte* Ortho – und Klinopyroxene. **Zahlen** geben den Anteil nichtquadrilateraler Fremdkomponenten *oc* an ("other components", in Mol%).

*C* = Kern; *gm* = Grundmasse – Px.; *I* = Mitte; *M* = Rand; *R* = Saum;

"FF" und "FC" bezeichnen Tx – Kristallisationstrends von Augit, die über lineare Regression *angenähert* wurden (r = Korrelationskoeffizient).

***AUGIT:***
FF: Eisenfaktor $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ TOTAL für Augit, ermittelt über naßchemische Analytik und Mößbauer – Spektroskopie (gefüllte Symbole: ●; ⊙ = Fremdkomponenten > 10Mol%, speziell als CATS – Molekül).
FC: $Fe^{3+}$ im Augit, **berechnet über Ladungsausgleich** (leere Symbole: o; ⊙ = Fremdkomponenten > 10Mol%, speziell als CFTS + CATS – Moleküle).

***HYPERSTHEN:***
⧫ = Punktanalysen (6µm ⌀) auf Cpx – Entmischungslamellen im Opx (*MD98 + 99* ).

⊙ / ● = Durchmesser des Elektronenstrahls = 6 µm */ 30 µm (*0.5µm bei *MD98 – 5* ).

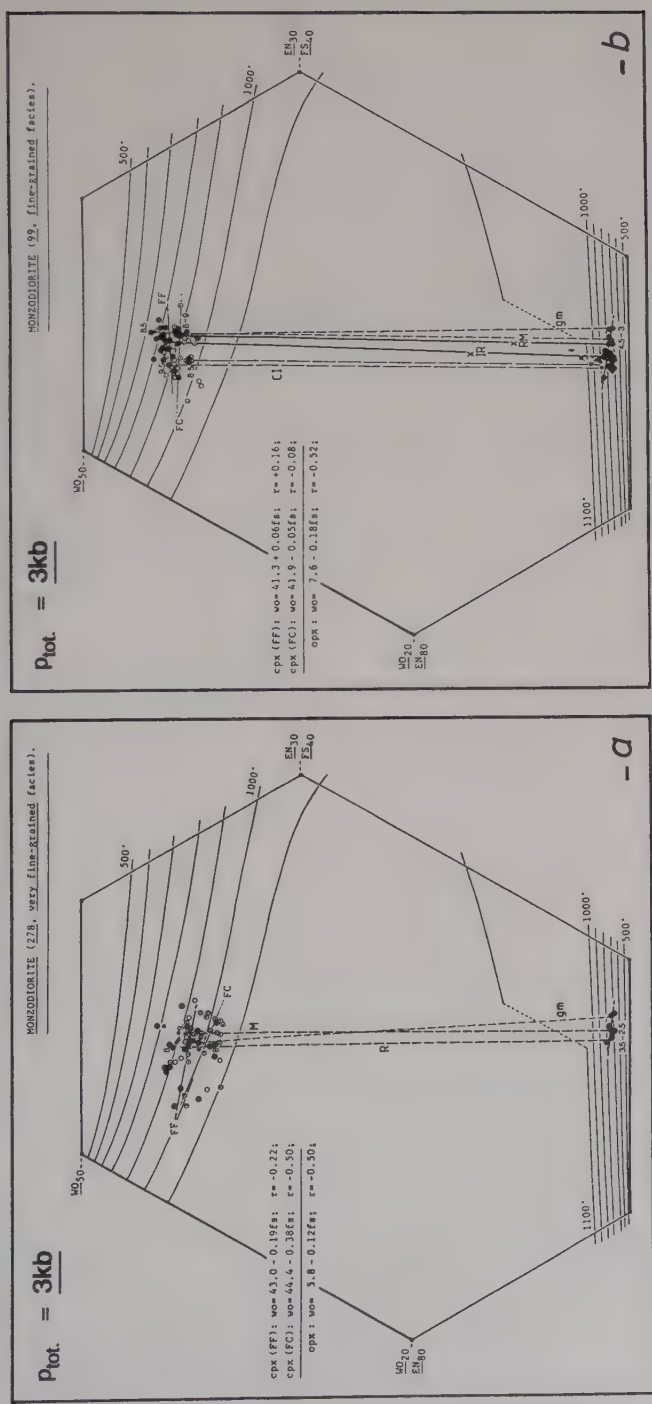



**Abb.65a+b:** Mikrosondenanalysen koexistierender Pyroxene aus feinkörnigem Monzodiorit *MD 99 f* und *MD 278 vf* (*"chilled margin"*; Abb.65a), projiziert in das Solvusdiagramm *en' + fs' + wo' = 100 Mol%* (LINDSLEY 1983).
Erläuterungen siehe hinter Abbildung 64.

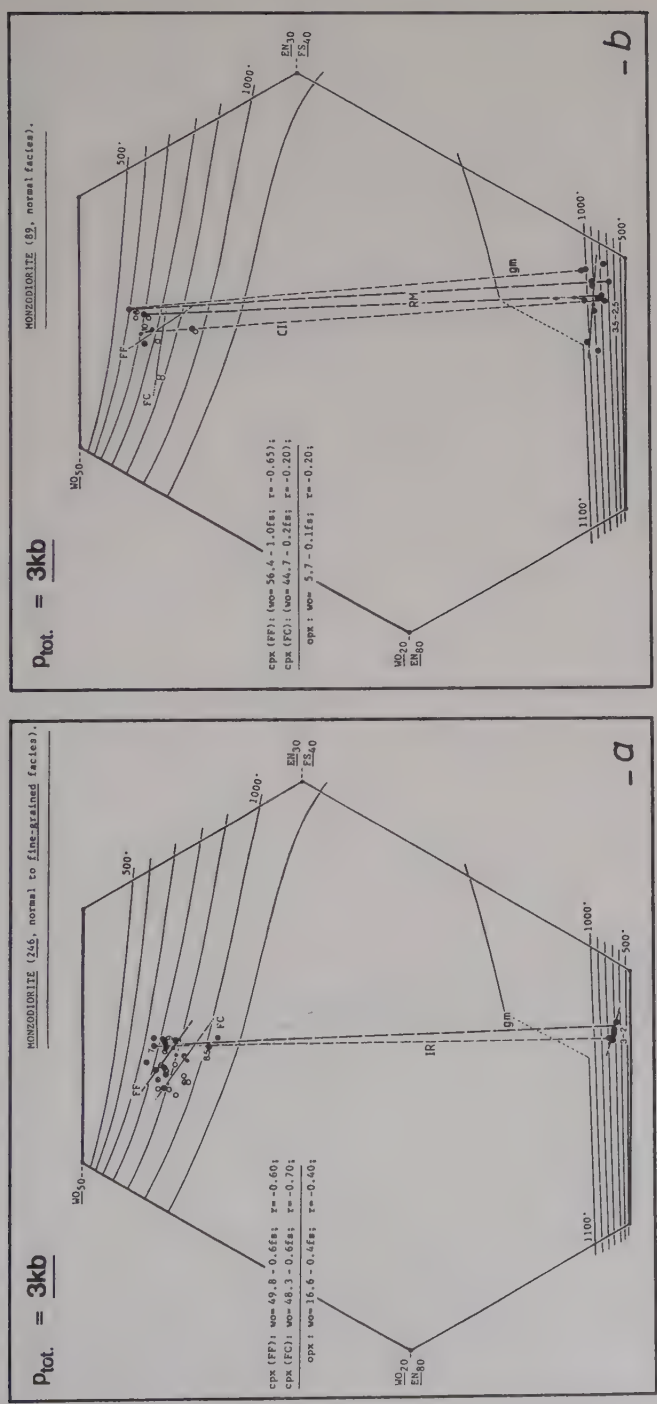



Abb.66a + b: Mikrosondenanalysen koexistierender Pyroxene aus Monzodiorit *MD 246 f* und *MD 89* (Normalfazies; Abb.66b), projiziert in das Solvusdiagramm *en' + fs' + wo' = 100 Mol%* (LINDSLEY 1983).
Erläuterungen siehe hinter Abbildung 64.

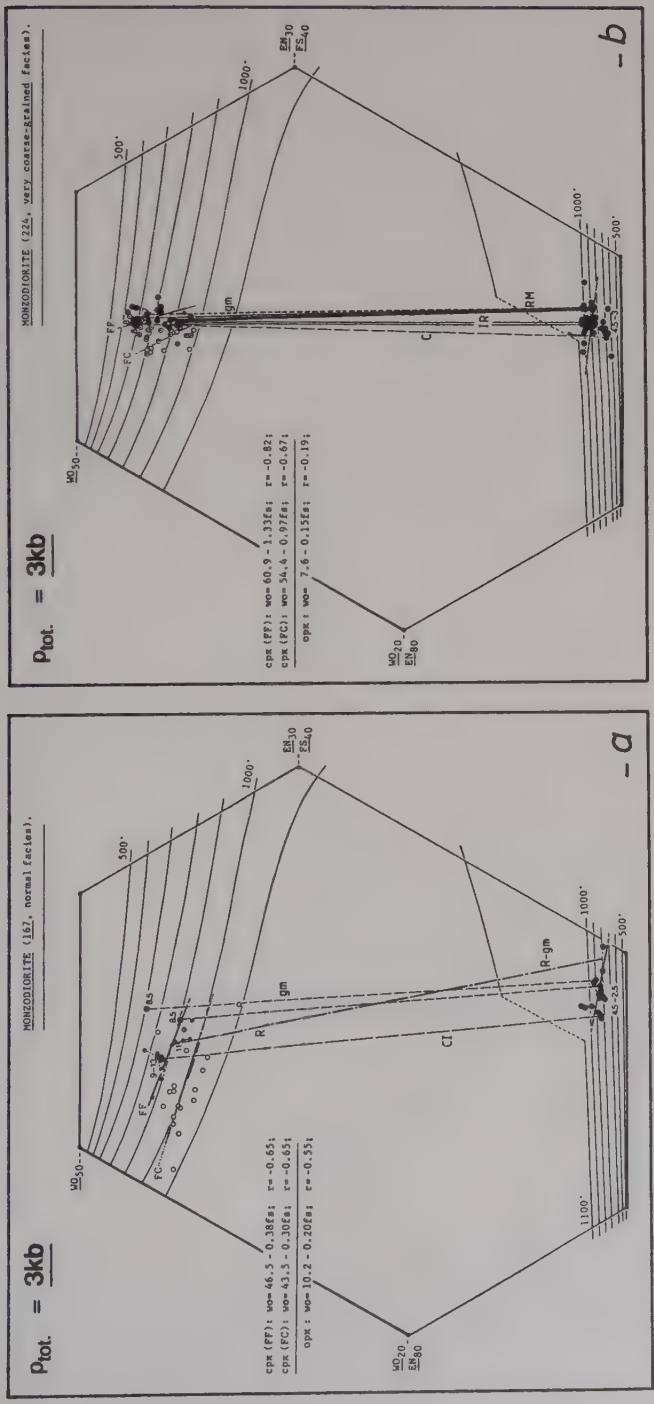
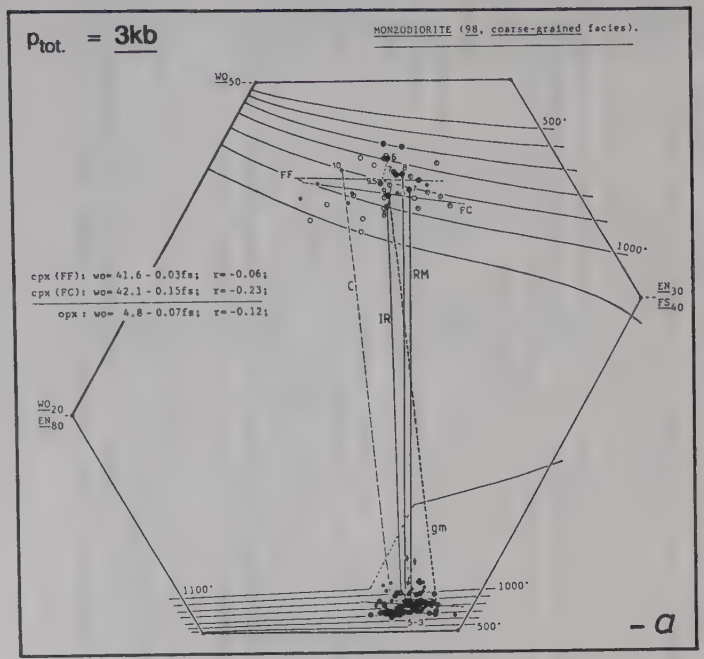



**Abb.67a+b:** Mikrosondenanalysen koexistierender Pyroxene aus Monzodiorit–Normalfazies *MD 167* und *MD 224 vc* (grobkörnige Fazies; Abb.67b), projiziert in das Solvusdiagramm *en⁻ + fs⁻ + wo⁻ = 100 Mol%* (LINDSLEY 1983). Erläuterungen siehe hinter Abbildung 64.



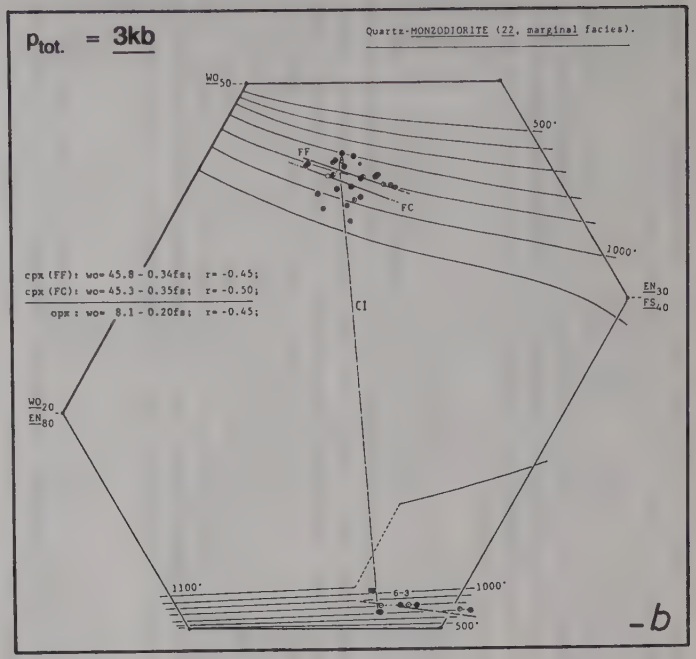




**Abb.68a + b:** Mikrosondenanalysen koexistierender Pyroxene aus Monzodiorit – Normalfazies *MD 98 c* und Quarzmonzodiorit *QMD22* (Randfazies der Hypersthendiorit – Subzone; Abb.68b), projiziert in das Solvusdiagramm *en· + fs· + wo· = 100 Mol%* (LINDSLEY 1983). Erläuterungen siehe hinter Abbildung 64.

Wegen des geringen Anteils dreiwertigen Eisens am Gesamteisen (2.5 – 5Atom% im Opx gegenüber 15Atom% $Fe^{3+}$ im Augit) wurden die Orthopyroxen – Analysen **ohne** $Fe^{3+}$ – Berechnung projiziert (FeO = $FeO_{tot.}$, Tab.IVa). Selbst bei Berücksichtigung des $Fe^{3+}$ – Gehaltes im Opx (*MD98*, spektroskopisch analysiert, 4.2.1 – 3) verschiebt sich der Projektionspunkt (*en·/fs·/wo·*) im Solvusdiagramm nur um 1 Mol% zu Mg – reicherer Zusammensetzung, wie aus einem Vergleich der Opx – Analysen in den Tabellen IVb (FeO = $FeO_{tot.}$) und IVc ($Fe^{3+}/Fe^{+}{}_{TOTAL}$ = 0.045) des Anhangs hervorgeht.

Die meisten Orthopyroxene weisen in Schnitten senkrecht zur b – Achse deutliche, z.T. periodische Anomalien im Wo – Gehalt auf (Abb.41). Ein 85 µm langes Mikrosondenprofil über die lamellare Mitte/Rand – Partie eines Hypersthenkristalles der Probe *98* zeigt bei einer Schrittweite von 3.5 µm und einem Strahldurchmesser von 0.5 µm signifikante Schwankungen im Wo – und En – Gehalt (Abb.62a), während der Fs – Gehalt konstant bleibt (abgesehen von einer Ilmenitlamelle bei 75 – 80µm). Da die Breite dieser entmischten Augitlamellen nur 0.1 µm erreicht (TEM – Foto der Abb.42), ist eine quantitative Auflösung mittels Mikrosonde unmöglich. Es resultieren um 2 – 3 Mol% erhöhte Wo – Gehalte, weil selbst bei kleinstem Strahldurchmesser der birnenförmige Bereich energetischer Anregung (ca. 1µm Ø) die maximale Cpx – Lamellenbreite um den Faktor 10 übersteigt.

Aus den Pyroxenplots der Abbildungen 65 – 68 ist ersichtlich, daß **grob**körnige Proben einen steil negativ geneigten Kristallisationstrend *FF* (bzw. *FC* ) für **Augit** zeigen (*MD224*, Abb.67b):
Dieser anomale *"Skaergaard"* – Trend (LINDSLEY 1983) mit scheinbar höheren Temperaturen am Fs – reichen Ende des Kristallisationsverlaufs (bei ± konstantem Fremdkomponentengehalt: oc = 7 – 9Mol%) kann durch intensive Kornentmischung und teilweise Reequilibrierung von **Klinopyroxen** während langer Abkühlungszeiten in Plutoniten hervorgerufen werden. Auch texturell zeigen sich Anzeichen (spät)magmatischer Kornentmischung, da am Rand von Augit – Phänokristallen kleine, Fs – reiche Hypersthenkörner in variabler kristallographischer Orientierung liegen (Abb.58: *167 – 2* ). Diese Opx – Körner weisen gegenüber gleichgroßen, jedoch **isolierten** Hypersthenen der Matrix um 0.5 – 1 Mol% niedrigere Wo – Gehalte auf (Abb.67a, Konode *R – gm* ). Solche Texturen mit ± idiomorphen, jedoch nicht optisch orientierten Opx – Körnern um Augit deuten auf eine weitreichende Kornentmischung hin (D.H.LINDSLEY/ N.Y., pers.Mitt. im März 1984). D.H.LINDSLEY vermutete außerdem, daß die von Opx – Kornentmischung betroffenen Augit – Großkristalle (selbst bei konstanten Fremdkomponentenanteilen) relativ **höhere** projizierte Wo – Gehalte (also niedrigere Temperaturen) ergeben würden. Dies bestätigen En – reiche, nicht kornentmischte Cpx – Großkristalle feinkörniger Proben, die bei höheren Temperaturen als die Augite grobkörniger Proben liegen (Abb.65a + 67b).

Hypersthen – Suiten aller Proben verhalten sich dagegen "normal", entsprechend *"realen"* Kristallisationstemperaturen:
Lage und Neigung der Tx – Trends zu den Isothermen korrespondieren mit petrologischen Erwartungen (Fs – reicherer Chemismus bei abnehmender

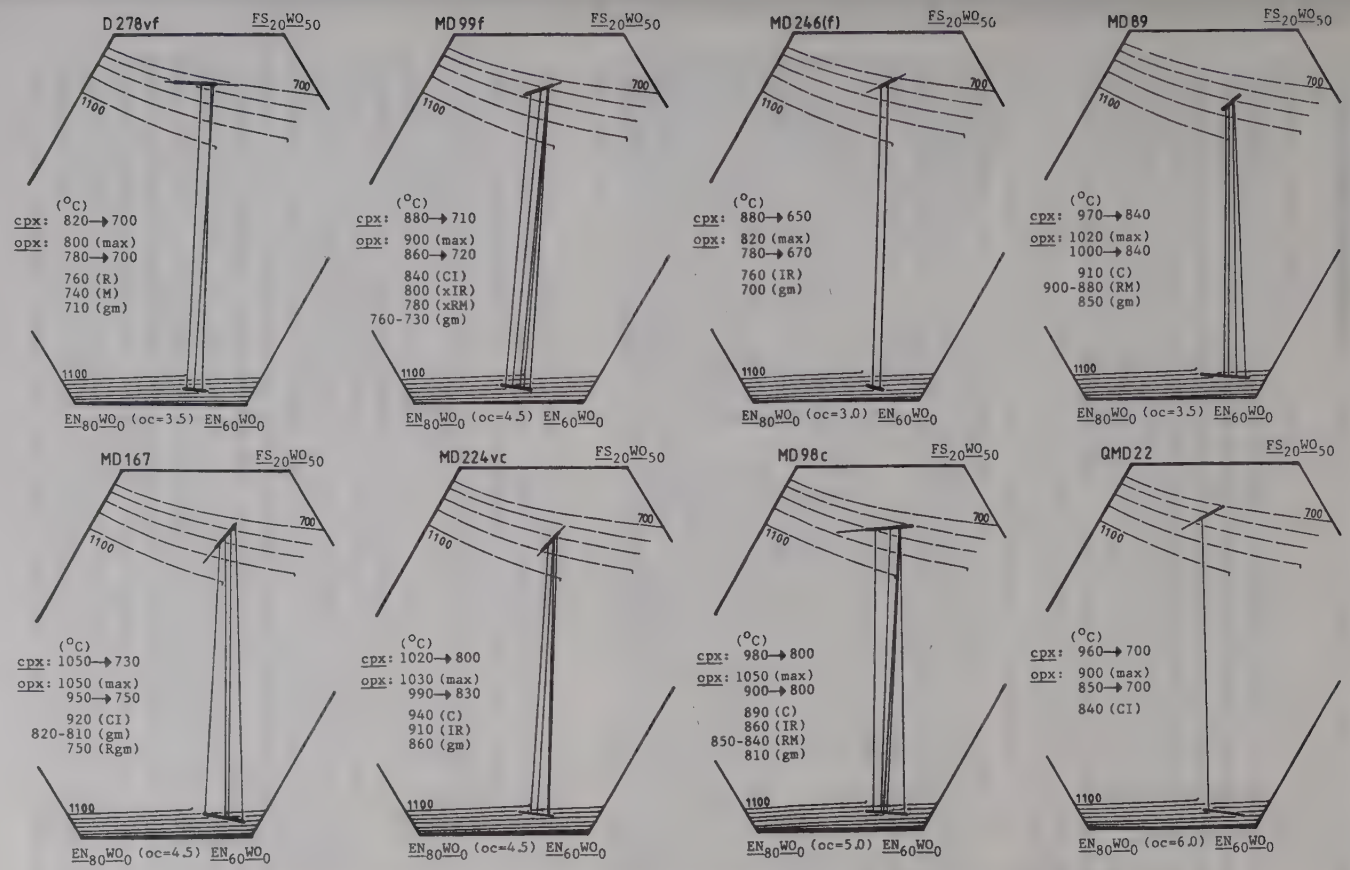



**Abb.69:** *Primäre* Kristallisationstrends koexistierender Augite und Hypersthene (mit Bildungstemperaturen bei $P_{tot.} = 3$kb), projiziert in das Px – Solvusdiagramm (nach LINDSLEY 1983). Das Projektionsverfahren für Augit wurde modifiziert (4.2.4 – 2) und der Augittrend rekonstruiert. Der Anteil nichtquadrilateraler Fremdkomponenten im Hypersthen ist als *oc* [Mol%] angegeben. Weitere Erläuterungen hinter Abb. 64.

Temperatur und Kristallgröße), doch reflektieren nach D.H.LINDSLEY (pers.Mitt.) selbst En – reiche Hypersthene dieser Trends nur **Minimal**temperaturen der Opx – Kristallisation.

Es fällt auf, daß das LINDSLEY – Projektionsverfahren bei Fremdkomponentengehalten des Augits von mehr als 7 – 8 Mol% (speziell bei **Al** – Substitution über CATS – Moleküle) unter **vollständiger** {CATS + CAFTS} – Subtraktion das Cpx – Ende der Konode in Richtung diopsidreicherer Zusammensetzungen kippt und bezüglich des Wo – Anteiles verkürzt. Dabei erhält die Verbindungslinie Cpx – – Opx eine (meist negative) Steigung, entsprechend einem $X_{Fe}$ – Verhältnis **bei** ***scheinbar*** niedrigeren "Gleichgewichts" – Temperaturen im **Fe** – reicheren Teil des Pyroxen – Trapezes (vgl. Abb.68a, Konoden *C + gm* und Abb.64a).

Um den Kristallisationsverlauf für **beide** Pyroxene unter Optimierung des Projektionsverfahrens für Augit abzuschätzen, wurden die Cpx – Positionen in 8 Pyroxenplots (Abb.65 – 68) entsprechend der Solvustemperatur **koexistierender Orthopyroxene** graphisch rekorrigiert. Eine solche Teilkompensation der {CATS + CAFTS} – Subtraktion ist erforderlich, weil das Berechnungsschema von LINDSLEY (1983) den Effekt der $Al_2O_3$ – Komponente überschätzt (ANDERSEN & LINDSLEY 1984). Da neue Basisdaten für ein revidiertes Projektionsschema aufgrund experimenteller Probleme mit **Al** – Pyroxenen bisher nicht gewonnen werden konnten (D.H.LINDSLEY, pers.Mitt. im Sept. 1985), empfiehlt sich für Augite des Ballachulish Complex (allenfalls *schwach* zonar, mit relativ *niedrigen* $Al_2O_3$ – Gehalten <3Wt%) eine ***empirische*** Korrektur der **Augit** – Projektionspunkte bezüglich $^{[6]}Al$ – haltiger Fremdmoleküle, entsprechend der ermittelten Bildungstemperatur **koexistierender** Hypersthene (Berührungsparagenesen oder Bereiche *Kern* $_{OPX}$ – – *Kern* $_{CPX}$ etc.).

Bei dieser **Korrektur der Fremdkomponenten** *oc* (s.o.) wurden zuerst die Opx – Analysenpunkte im Solvusdiagramm entlang der Konode koexistierender Pyroxenpaare graphisch auf den linear angepaßten Opx – Kristallisationstrend projiziert ($T_x$). Nun wurde der *oc* – Gehalt im Augit durch {CATS + CAFTS} – Subtraktion nur soweit reduziert, wie der *oc* – Konzentration in **koexistierenden** Orthopyroxenen entsprach (3 – 5Mol% *"others"* im Opx, überwiegend als $MnTiAl_2O_6$ und CAFTS). Diese Rekorrektur um ***– 0.7 Mol% En*** und ***+ 0.6 Mol% Wo*** pro 1 Mol% Fremdkomponenten kompensiert weitgehend die Subtraktion der CATS – Moleküle im LINDSLEY – Projektionsschema, was zu einer leichten Verkippung der Konode im Uhrzeigersinn führt. Diese gekippte Verbindungslinie wurde am Cpx – Ende entsprechend der Temperatur $T_x$ des koexistierenden Opx verkürzt bzw. verlängert und der neue Cpx – Kristallisationstrend graphisch konstruiert (Abb.69). Dünn gezeichnete Hochtemperaturbereiche des Cpx – Trends überstreichen En – reiche Zusammensetzungen, die vermutlich nur mit ***einer*** Pyroxenphase (Cpx) gesättigt waren und somit **Minimal**temperaturen dieser Kristallisationsstadien widerspiegeln (LINDSLEY & ANDERSEN 1983, S.A903). Dies gilt vor allem für (schwach) **zonare** Augite (*MD167 + 98, QMD22*). Dementsprechend liegen die weitgehend Ca – reequilibrierten Augite leukokrater Quarzdiorite (ohne koexistierenden Opx) bei besonders niedrigen, "minimalen"

Solvustemperaturen: **830** – << 500°C (*QMD108*), **700** – 550°C (*QMD352*) und **520** – << 500°C (*QMD228f*).

Dagegen sollte aufgrund der trägen Ca – Diffusion im Opx (LINDSLEY & ANDERSEN 1983, S.A897) eine mögliche Reequilibrierung des **Hypersthens** im deutlich $H_2O$ – untersättigten Monzodioritsystem selbst während geologisch langer Abkühlungszeiten nur minimal sein. Deshalb kommen hier die bei 3 kb mit **1050** ± 60°C höchsten ermittelten Temperaturen der Opx – Kristallisation (Abb.67a + b, Abb.68) in Normalfazies und in grobkörnigen Zonen des Hypersthendiorits (*MD89 + 89c + 167 + 224vc*) einer **Platznahmetemperatur** des Monzodioritmagmas vermutlich sehr nahe.

Hypersthene in feinkörnigen Dioritpartien und in der abgeschreckten Randfazies (*MD99f + 246f + 278vf*; Abb.7 + 40a) kristallisierten offensichtlich noch bei Temperaturen von 730 – 700°C (gegenüber 850 – 750°C für Grundmasse – Opx der Normalfazies). Wie in Abschnitt 5.3 abgeleitet ist, liegt die Solidustemperatur grobkörniger wie feinkörniger Monzodiorite mit ± konstantem Bauschchemismus (D.I. = 50 – 55, an* = 23 – 28Wt%) nahe 750 – 770°C (bei $3kb_{H_2O}$). Da weder Petrographie noch Sauerstoffisotopen – Geochemie (3.4.1 – 8; Abb.29) Hinweise auf eine höhere retrograde Überprägung dieser Monzodioritproben geben, dürften die Hypersthene der abgeschreckten Randfazies bei maximaler Nukleationsdichte **metastabil** aus einer *unterkühlten* Schmelze gewachsen sein (3.4.4 – 1; Abb.40a), deren Temperatur noch um mindestens **50 – 100**°C unterhalb des $H_2O$ – gesättigten Eqilibrium – Solidus lag. Wie programmierte Abkühlungsexperimente an lunaren Basalten zeigten (KIRKPATRICK 1981, S.390 + 391), erscheint Pyroxen selbst bei relativ geringen Abkühlungsraten von **0.5** °C/h erst 50°C *unterhalb* seiner Gleichgewichtstemperatur; später unterschreitet die metastabile Kristallisation von Pyroxen, Ilmenit und Plagioklas den Gleichgewichts – Solidus noch um mehr als 100°C.

## 4.3 PHASENBEZIEHUNGEN UND GEOTHERMOMETRIE [2]: FELDSPÄTE

### 4.3.1 CHEMISMUS KOEXISTIERENDER FELDSPÄTE

440 Mikrosondenanalysen koexistierender Feldspäte aus 15 Gesteinsproben (Abb.20) wurden in das ternäre System **Ab + Or + An** = 100Mol% projiziert (Abb.71a), wobei Orthoklas – und Celsiankomponente addiert wurden (4.3.2). $TiO_2$, MnO und MgO sind bei den Feldspatanalysen in Tab.IVa des Anhangs nicht aufgeführt, da normalerweise die Konzentrationen dieser Elemente 0.06, 0.04 und 0.08 Wt% nicht übersteigen. Höhere $TiO_2$ – Gehalte im Alkalifeldspat (0.20Wt%) sind vermutlich auf mechanische Beimengungen zurückzuführen (Rutilnadeln, vgl. Abb.35).

### 4.3.1 – 1 Plagioklase

Wie bereits im Abschnitt 3.4.1 – 3 ausführlich dargelegt, weisen Plagioklase des Hypersthendiorits nur einen sehr begrenzten Zonarbau An – – Ab auf (Abb.71b – d, Abb.72a – d), während Plagioklase aus Quarzdiorit und Granit einen Fraktionierungstrend über 10 – 25 Mol% An andeuten (Abb.73b – d, Abb.74a – d). Innerhalb der Diorite sind Resorptionen des Plagioklas durch Alkalifeldspat verbreitet (3.4.1 – 8; Abb.35 + 39). Analysen zu beiden Seiten solcher *instabilen Phasengrenzen* sind in den Feldspatdreiecken durch *"– – x – – "* – markierte Linien verbunden (Abb.71d, 72a + b, 73d und 74b). Da diese Linien immer parallel oder subparallel der Konoden **stabiler** Feldspatpaare verlaufen (sie also nicht kreuzen), können *reaktive* Feldspatparagenesen nach den von BROWN & PARSONS aufgestellten Kriterien (1981, S.374/375) durchaus Endprodukte einer **Gleichgewichts**kristallisation aus alkalischer Restschmelze darstellen (vgl. auch HENDERSON 1984, S.73); dies gilt **i.e.S.** jedoch nur für die **binären** Verhältnisse Ab/An und Or/Ab, da mit einer Reequilibrierung der ternären Or – Komponente im **Plagioklas** gerechnet werden muß (4.3.2).

### 4.3.1 – 2 Alkalifeldspäte

Die in Abbildung 70a dargestellten Alkalifeldspat – Analysen sind aufgrund von Mikrotexturen und Habitus untergliedert (Abb.70 **b** – **d**; siehe Abschnitt 3.4.2 – 5). Ternäre **Mesoperthite** (Abb.70a, *MSP* ; vgl.Abb.36) und ternäre Alkalifeldspat – **Kryptoperthite** (Abb.70b, *H* ; vgl.Abb.34) aus "trockenen" Hypersthen – Monzodioriten scheinen metastabile Zusammensetzungen ($Ab_{20-30}$ $Or_{60-75}$ $An_{3-6}$ $Cn_{0.5-1.5}$) mit kinetisch gestrandeten Entmischungstexturen darzustellen. Diese optisch weitgehend homogenen Phasengemenge waren weder einer heterogenen Keimbildung (mit Entmischung von **Tropfenplagioklasen** = *"blebs"*; YUND et al. 1980) noch einer nachfolgenden, nichtkohärenten Vergröberung zu **granophyrischen Mikroperthiten** (in einer K – reichen Matrix) unterworfen – – – im Gegensatz zu makroperthitisch entmischten Feldspäten (Abb.37 + 38). Da isometrische *"blebs"* meist nur eine Größe von 10 – 30 µm aufweisen, wegen des möglichen Kaliumverlustes bei den Mikrosondenanalysen jedoch mit einem Elektronenstrahldurchmesser von mindestens 6 µm gearbeitet werden mußte (4.1), waren trotz guter Lokalisierung der Probenpunkte (über blauweiße Kathodolumineszenz) nicht immer quantitative Analysen dieser Tropfenperthite möglich; so resultiert eine breite Streuung der Punktanalysen quer über den Solvus des Feldspatsystems (Abb.70d). Bei Integration aller 97 Analysen von Tropfenplagioklasen, granophyrischen Mikroperthiten und der K – reichen Matrix dieser Entmischungen ergibt sich eine Durchschnitts-zusammensetzung Ø (Abb.70d), die gegenüber Mesoperthiten einen um ca. 5 Mol% **albit**reicheren Chemismus aufweist. Da beide Zusammensetzungen wegen ihres nahezu identischen An – Gehaltes (4.8 – 4.9Mol%) auf der gleichen Solvus – Isotherme liegen (4.3.2), scheint der **kalium**reichere Chemismus der Mesoperthite eine **lamellare**, spinodale Vergröberung zu begünstigen (speziell bei schnellerer Abkühlung), nicht jedoch die Bildung von Tropfenplagioklasen über heterogene Keimbildung (YUND 1984, S.291 + 292). Der spinodale Bereich zwischen spannungsfreiem und kohärentem Solvus wird für **albit**reichere Zusammensetzungen bereits bei höheren Temperaturen erreicht: Hier läßt sich

die energetische Schwelle für **heterogene** Nukleationsprozesse leichter überwinden.

Alkalifeldspat – Einsprenglinge ($Ab_{39-23}$ $Or_{54-76}$ $An_{2.9-0}$ $Cn_{3.8-1.4}$) koexistieren mit Oligoklasen ($An_{23-13}$) des porphyrischen Monzogranits (Abb.70c, *XX*). Bei magmatischen Temperaturen scheint Celsian die Or – Komponente im Ca – Na – Sanidin (Akf – Großkristalle, Mesoperthite) bevorzugt zu ersetzen, falls das Verhältnis $K_2O/CaO$ in der Schmelze hoch war (Monzogranit, alkalische Restschmelze im Hypersthendiorit). Akf – Einsprenglinge des Granits von Ballachulish zeigen bei relativ hohen Cn – Gehalten eine ähnliche Zonenfolge (Abb.30) wie die Kalifeldspäte des Schwarzwälder Albtalgranits, wobei Säume und Matrix – Akf nahezu celsianfrei sind. MEHNERT & BÜSCH (1981, S.247) führen dies auf eine Blastese unter (Sub)Solidus – Bedingungen zurück (*"pegmatitisches Stadium"*). Während Mesoperthite des Monzodiorits in gleichmäßiger Verteilung mittlere Cn – Gehalte aufweisen (0.1 – 1Mol%), ist Barium am Kontakt von granophyrischen Mikroperthiten zu homogener Akf – Matrix stärker angereichert (bis 1.5Mol%), vermutlich bedingt durch hydrothermale Überprägung im Spätstadium der Akf – Entmischung (MEHNERT & BÜSCH 1981, S.243).

### 4.3.2 FELDSPAT – GEOTHERMOMETRIE

Die obenerwähnte **geringe** Barium – Substitution (<2 – 4Mol% $Celsian_{ss}$) scheint den **temperaturkritischen** ternären **Anorthit** – Mischungsparameter in Alkalifeldspäten des Ballachulish Complex nur unwesentlich zu beeinflussen (K.VISWANATHAN/ Braunschweig, pers.Mitt. im Juli 1985) und dürfte wie das Ab/Or – Verhältnis im binären Alkalifeldspat weniger von variablen PT – Bedingungen als vom Na/K – **Bauschchemismus** der Magmensysteme *Monzodiorit* bzw. *Granit* gesteuert werden (deren Solidi die Solvus – Isothermen bei unterschiedlicher Tx – Position schneiden; PARSONS & BROWN 1984, S.325). Da in Akf – Mischkristallen aufgrund ähnlicher effektiver Ionenradien das Barium vorwiegend **Kalium** ersetzt (SHANNON & PREWITT 1970; LAGACHE 1984, S.250), sind die Feldspatanalysen der Abbildungen 71 – 74 unter *Addition* der Or – und Cn – Komponenten dargestellt. So kann die temperaturkritische Aktivität der **Anorthit**komponente im Solvusdiagramm Ab – – Or – – An (Abb.71a) besser abgeschätzt werden.

Hier wurden die Isothermen nach SECK (1971a) mittels einer Rechenvorschrift von GHIORSO (1984, kalibriert nach dem Datensatz SECK's) für einen Druck von $P_{tot.} = 3kb$ korrigiert. Das hierfür erforderliche Computerprogramm hatte D.ZIEGENBEIN (Hannover) im Mai 1985 freundlicherweise zur Verfügung gestellt. In Abbildung 71a bezeichnen *Tc – – S* bzw. *Tc – – S'* den möglichen Verlauf der vom kritischen Punkt *Tc* ausgehenden, ternären *kritischen Lösungskurven* nach GHIORSO (1984) bzw. BROWN & PARSONS (1985), auf denen koexistierende Plagioklase und Alkalifeldspäte bei Solvustemperaturen eine einheitliche Bauschzusammensetzung annehmen. Der Punkt *S'* befindet sich auf der von BROWN & PARSONS (1985) postulierten Hochtemperatur – Isotherme *'HT'* (1060°C bei 1b).

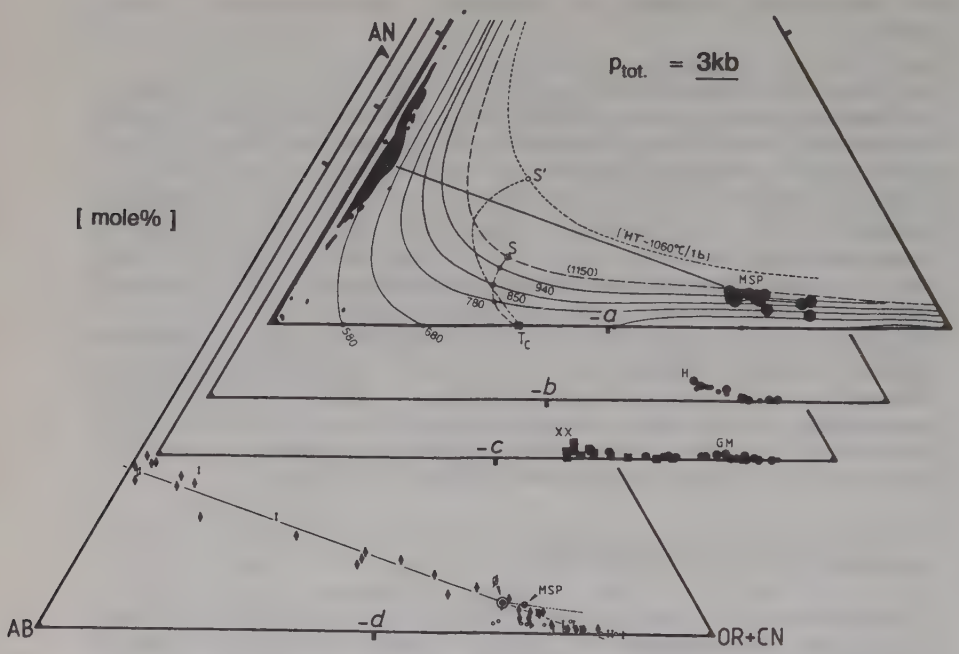



**Abb.70:** Feldspatsystem *Ab – – (Or + Cn) – – An* = 100 Mol%, in Abbildung 70 a konturiert mit Solvus – Isothermen [in °C] bei $P_{tot.}$ = 3kb (nach SECK 1971a). Die Dreiecke 7o a – d zeigen Mikrosondenanalysen der Plagioklas – Mischkristalle (schwarz, Abb.70 a) und verschiedener Alkalifeldspat – Typen. Ausführliche Erläuterung im Text (4.3.1 – 2). Bezeichnung der Symbole siehe unten.

**Symbole und Erläuterungen** zu den Feldspat – Projektionspunkten der Abbildungen **70 – 74**:

*AB* = Albit –, *OR* = Orthoklas –, *AN* = Anorthit –, *CN* = Celsian – Komponenten (in Mol%).

Die eingezeichneten Konoden verbinden Berührungsparagenesen *Plg* —— *Akf*; "– – x – " – indizierte Linien bezeichnen instabile Phasengrenzen (Akf korrodiert Plg). Gestrichelte Linien verbinden koexistierende Feldspatpaare (z.B. Kern [Plg] – – – Kern [Akf – XX] ).

◉ / ◉* = Mesoperthit (*MSP*, im Hypersthendiorit).
● / ● = Optisch homogener Alkalifeldspat (*H* ).
▣ / ■ = Akf – Einsprenglinge (*XX*, im Monzogranit, *GD123 + 243* ).
◎ / ◎ = Antiperthite.
⊗ / ⊗ = Mikroperthite (Flecken –, Flammen – und Flaserperthite).
○ ◐ / ● = Optisch homogene Matrix zwischen Perthiten (*GM* ).
◐ ↕ / ◐ ↕ = Ca – reiche Tropfenperthite ("*blebs*", entmischt aus ternärem Akf).
▲ / ▲ = Plagioklas (Großkristalle und Grundmasse).

– – / —*— Zu 100% gefüllte Symbole bezeichnen Probenpunkte, bei denen Barium gemessen wurde (Durchmesser des Elektronenstrahls von 6µm auf 30µm vergrößert).

**Abb.71a:** Solvusdiagramm des Feldspatsystems *Ab – – Or – – An* (siehe 4.3.2).
**Abb.71b – d:** Mikrosondenanalysen koexistierender Feldspäte aus Hypersthendiorit *D278* + *MD99* (feinkörnige Fazies) und *MD89*.
Erläuterung der Symbole unter Abbildung 70.

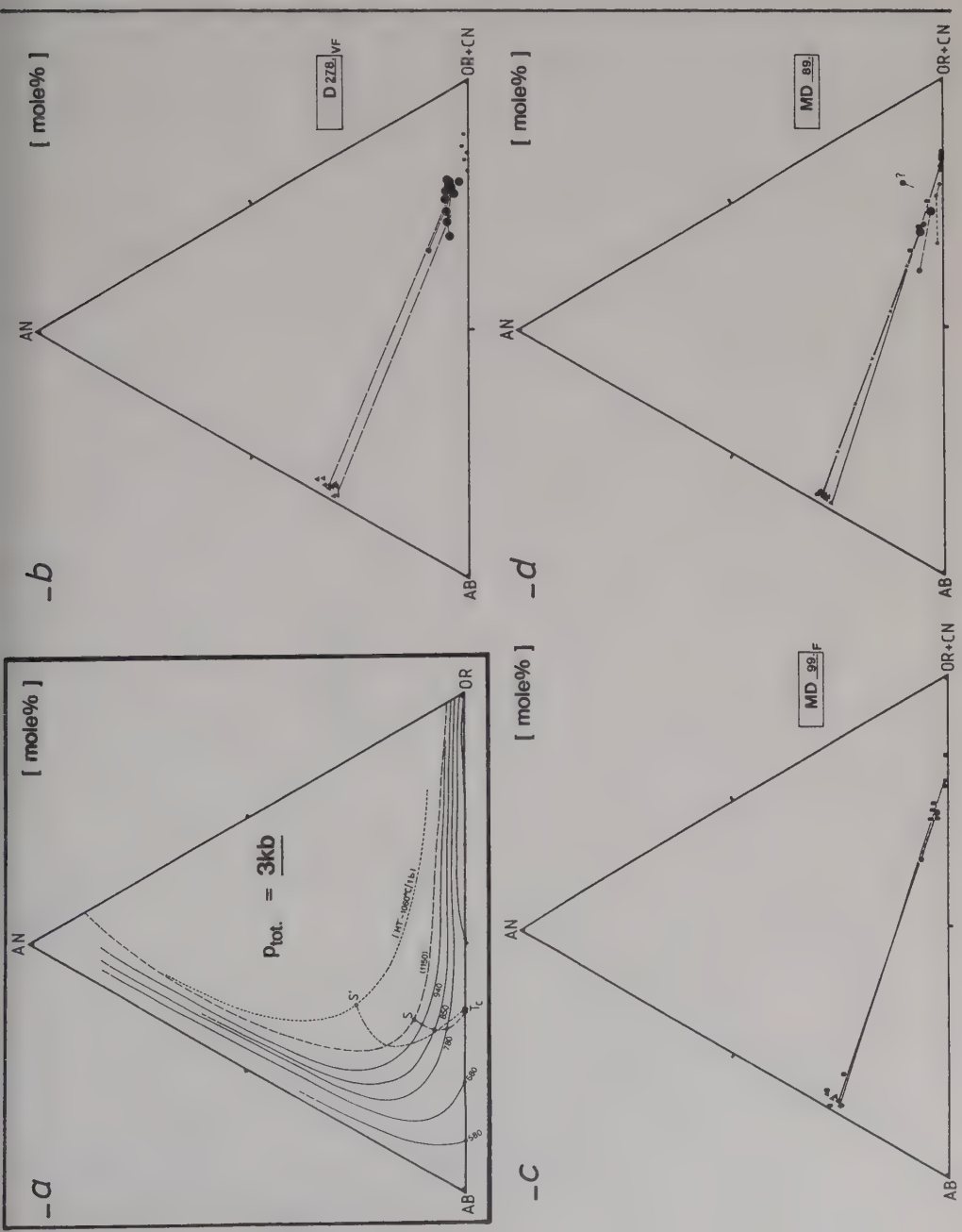


**Abb.72a – d:** Mikrosondenanalysen koexistierender Feldspäte aus Hypersthen – Monzodiorit *MD246*, *MD167* + *98* (Normalfazies) und *MD224* (grobkörnige Fazies). Erläuterungen siehe unter Abbildung 70.

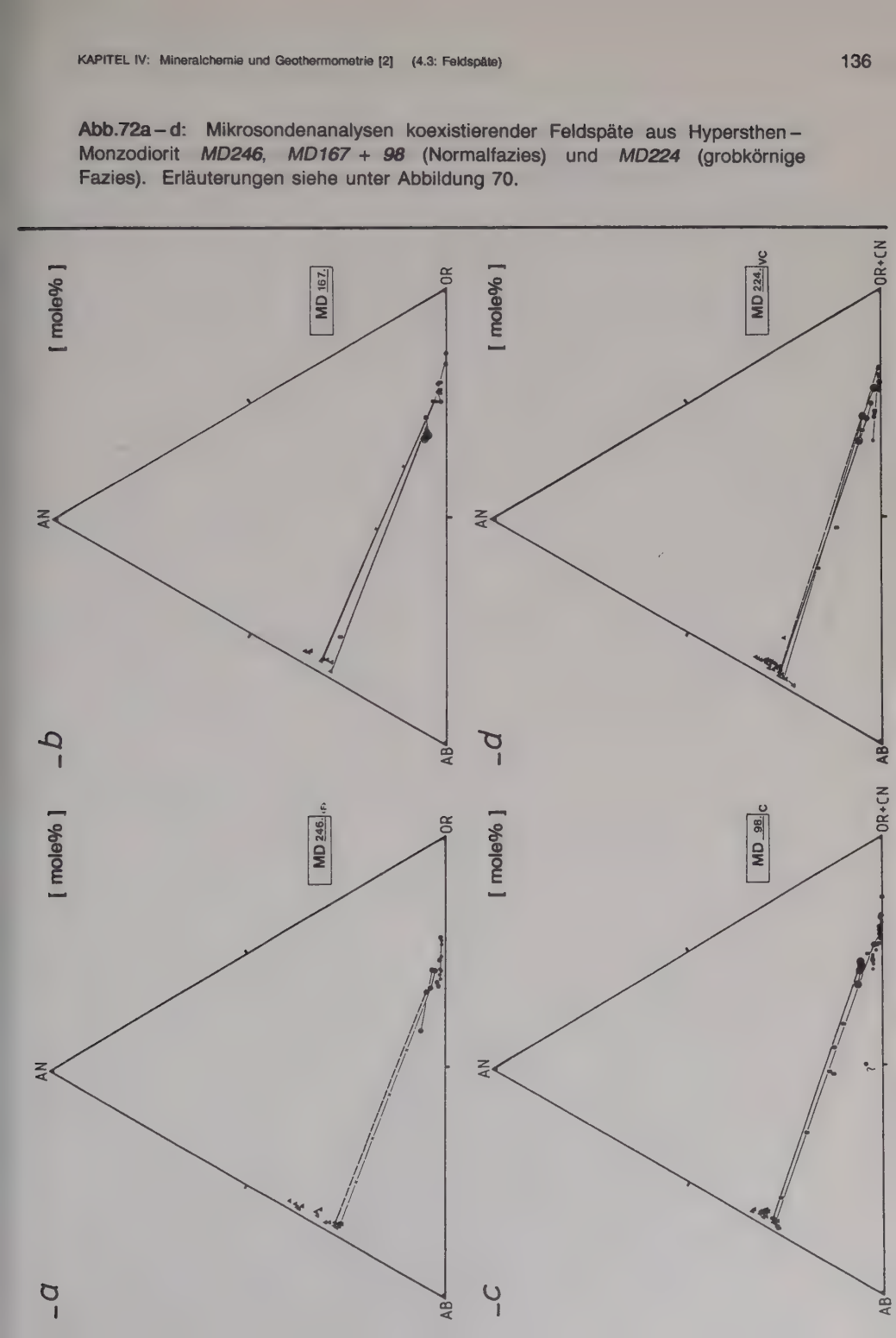


**Abb.73a – d:** Mikrosondenanalysen koexistierender Feldspäte aus Quarzmonzodiorit *QMD22* (hypersthenführend), *QMD152* + *83* (Opx – frei) und *QMD228* (feinkörnige Randfazies). Erläuterungen siehe unter Abbildung 70.

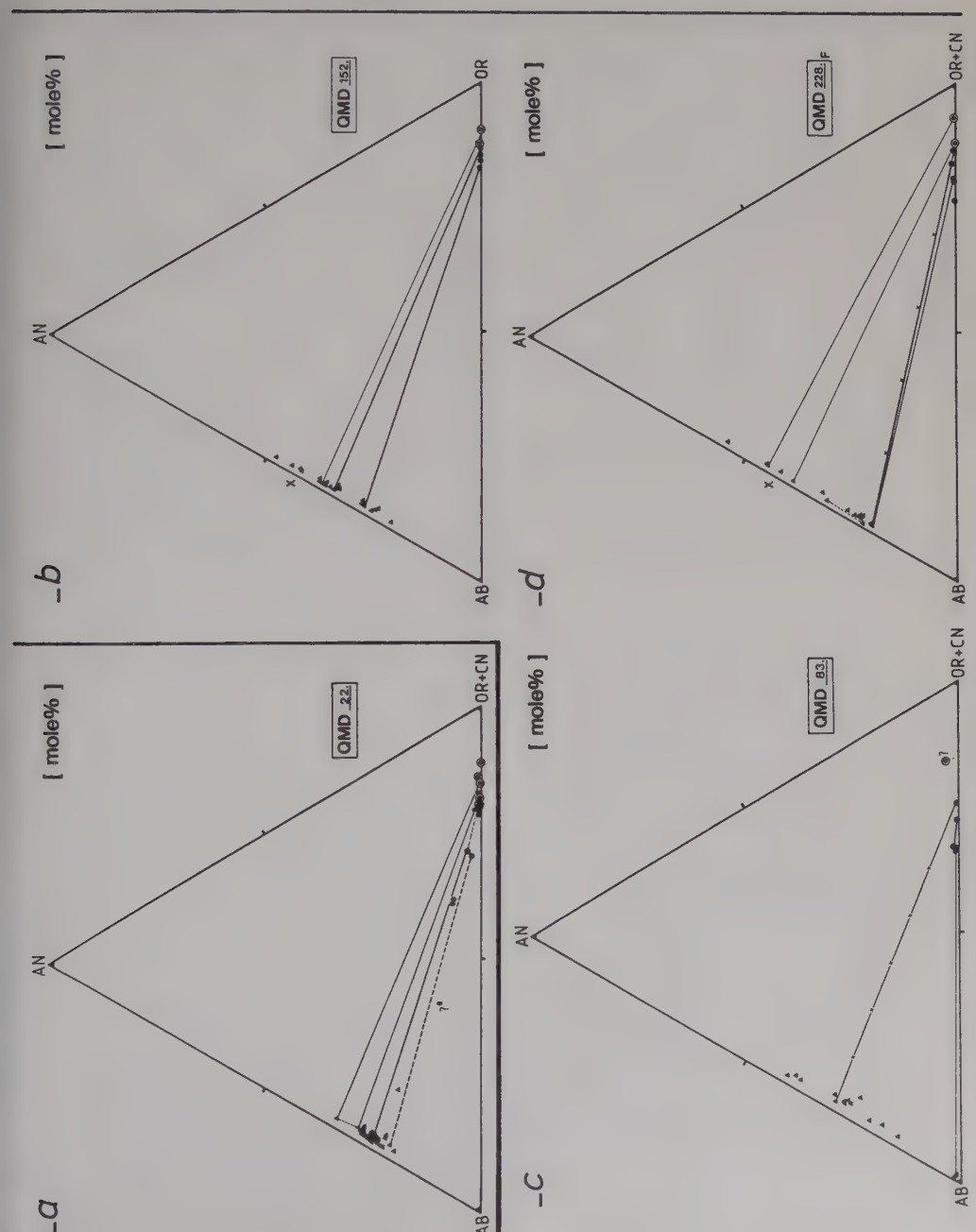
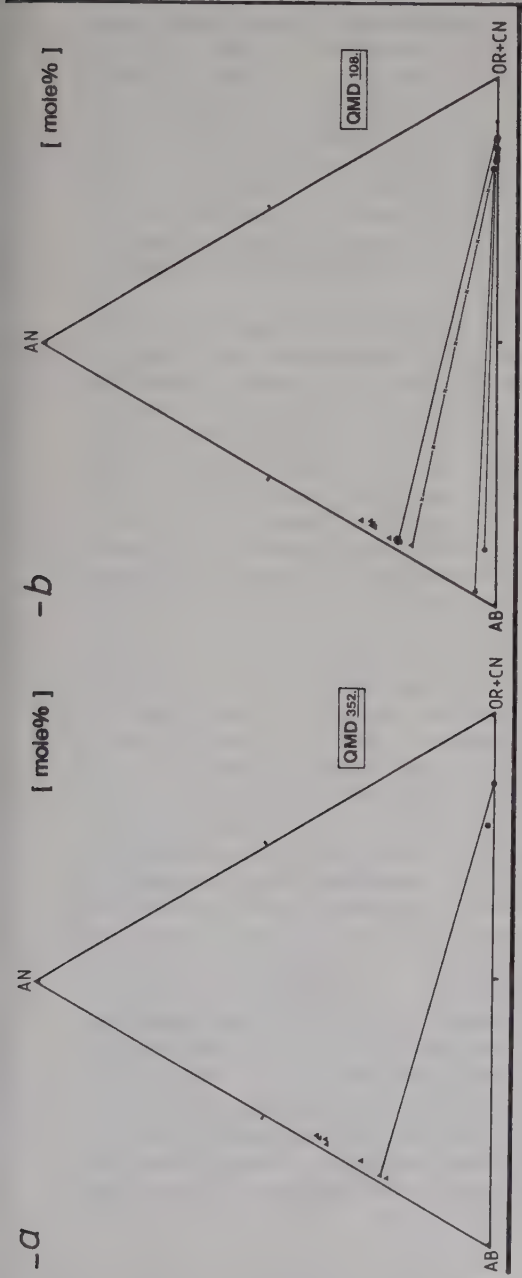
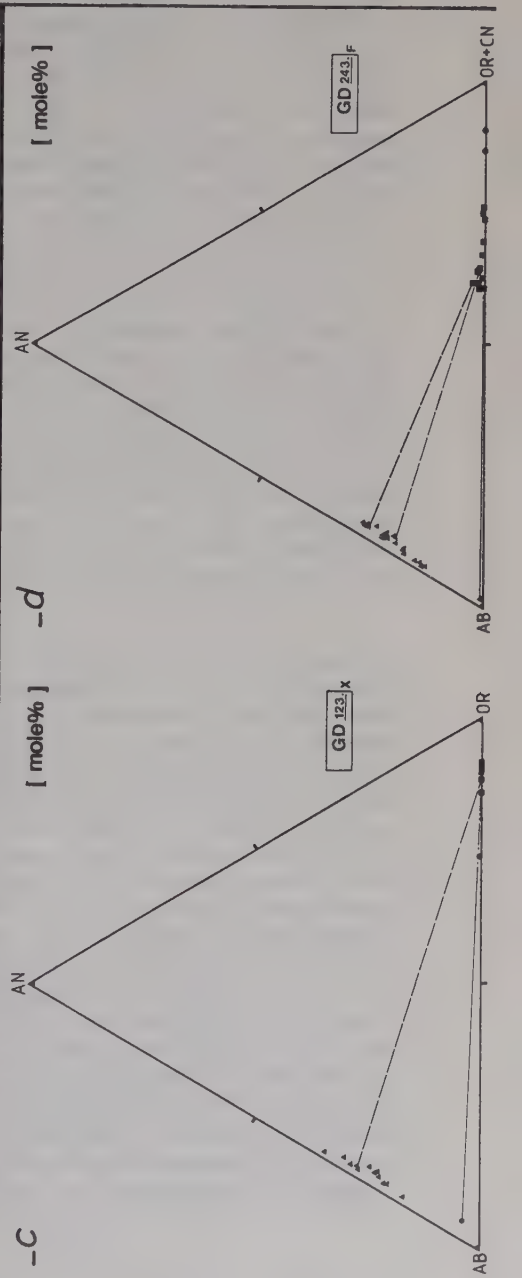


**Abb.74a – d:** Mikrosondenanalysen koexistierender Feldspäte aus leukokratem Quarzmonzodiorit *QMD352 + 108*, aus Hybridgranit *x – GD123* (mit Augit – Xenokristallen) und porphyrischem Monzogranit *GD243* (Normalfazies). Erläuterungen siehe unter Abbildung 70.



Wie aus den Tabellen IVa des Anhangs hervorgeht, weisen alle Plagioklase der Ballachulish – Magmatite nur **Or** – Gehalte von 2 – 4 Mol% auf, wie sie (selbst für hochtemperierte gabbroide) Plutonite typisch sind (PARSONS & BROWN 1983, S.4). Diese scheinbar ***begrenzte*** ternäre Mischbarkeit von Plagioklas ist jedoch mit dem Temperaturverlauf im Dioritsystem nicht vereinbar und deutet auf eine **Reequilibrierung der Or – Komponente** im Subsolidusbereich hin (<650 – 500°C/ $p_{tot.}$ = 3kb). Wie M.SCHLIESTEDT /Hannover konstatierte (pers.Mitt. im März 1986), läuft die **Ca** – Austauschreaktion im Plagioklas ($An_{50}$) ebenso wie im ternären Alkalifeldspat am langsamsten ab, da sie direkt mit der extrem trägen Al – – Si – Diffusion gekoppelt ist ($D^* \sim 10^{-20} cm^2/sec$). Der **Na** – Austausch erfolgt wegen des höheren Interdiffusionskoeffizienten bereits deutlich schneller ($D^* \sim 10^{-15} cm^2/sec$ bei 700°C). Er wird jedoch vermutlich von der Geschwindigkeit der **K** – Austauschrate noch weit übertroffen, da das Kalium nur durch Natrium balanciert werden muß – – – und **nicht**, wie Na, **gekoppelt** ist mit der trägen Austauschreaktion {CaAl} < – – > {NaSi}.

Daher stehen **"binäre"** Andesine und **ternäre** Alkalifeldspäte aus Diorithülle und Zentralgranit des Ballachulish – Komplexes nicht mehr in einem Verteilungs – **Gleichgewicht**, das dem ursprünglichen Hochtemperaturchemismus beider Feldspäte entspricht. Die Anwendbarkeit einer **Zwei** – Feldspat – Geothermometrie nach GHIORSO (1984) ist somit erheblich begrenzt, da die temperaturkritische Aktivität der Or – Komponente im Plagioklas aufgrund der spät – bis post-magmatischen, diffusiven Or – Reequilibrierung stark unterschätzt wird. Deshalb übersteigt das iterativ ermittelte Minimum ***R*** (Summe der quadratischen Differenzen der ternären Aktivitäten ***f*** : $R = [f^2_{Ab} + f^2_{An} + f^2_{Or}] * 1000$ ) relativ hohe Werte (R > 150 – 350). Bei Gleichgewichtspaaren Hochplagioklas – – Sanidin liegt der Koeffizient R dagegen bei **≦50 – 100.**

Eine weitere Problematik stellt sich bei der Verwendung und Hochtemperatur – Extrapolation (>750°C/ $P_{tot.}$ = 3kb) des Datensatzes von SECK (1971a) durch GHIORSO (1984): Die **ternäre** Mischbarkeit im Feldspatsystem (und hier speziell in der **Akf** – Reihe) ist bei Temperaturen >750°C vermutlich weitgehender (PARSONS & BROWN 1983, 1984), als bisherige Laborexperimente durch SECK (1971a + b) und JOHANNES (1979) zeigten. GHIORSO (1984, S.283) und PARSONS & BROWN (1983, S.11) kommentieren, daß die Diskrepanzen nicht nur methodisch bedingt sein könnten (röntgenographische Bestimmung nur der **Or** – Löslichkeit, mit graphischer Konstruktion der Phasenbeziehungen durch SECK 1971a); wegen der **trägen** Reaktionskinetik im ternären Feldspatsystem (JOHANNES 1979) könnten als Funktion von Reaktionszeit und Bausch-chemismus Abweichungen in Position und Form des von SECK (unter Verwendung von **Gelen** als Ausgangssubstanzen) ermittelten Solvus vom *Gleichgewichtssolvus* resultieren, speziell im Bereich sehr hoher, **magmatischer** Temperaturen (>900°C/ 1b: PARSONS & BROWN 1983; BROWN & PARSONS 1985, S.359). In der albitreichen Ecke des Feldspatsystems differieren die Abschätzungen der Mischbarkeit beträchtlich, wobei das Geothermometer von GHIORSO (1984, Datensatz *SECK*) in diesem Tx – Bereich generell um 100 – 150°C höhere, gegenüber natürlichen Gesteinssystemen nicht selten unrealistische "Temperaturen" liefert (*"...an unresolvable dilemma..."* ;

GHIORSO 1984, S.290). Selbst bei ***deutlich reduzierter $H_2O$-Aktivität*** ($P_{H_2O} << P_{tot.}$) ändern sich Diffusionsmechanismen und temperaturabhängige Verteilungsgleichgewichte im ternären Feldspatsystem vermutlich **nicht**; signifikante Modifikationen scheinen ± *anhydrische* Bedingungen vorauszusetzen (M.SCHLIESTEDT, pers.Mitt. 1986). Sowohl die Solvus-Isothermen SECK's als auch die postulierte Hochtemperatur-Isotherme PARSONS & BROWN's (1983; 1060°C/ 1b) verlaufen für relativ kaliumreiche Alkalifeldspäte ($Or_{85-65}$) mit **konstanten** An-Gehalten weitgehend **horizontal** zur binären Basislinie Ab- -Or. In diesem Bereich ($Ab_{35-15}$) scheint die Löslichkeit des An-Moleküls im Akf überwiegend **linear** temperaturabhängig zu sein (mit ~ 0.5Mol% An-Zunahme pro 25°C Temperaturanstieg, von $An_1$ / 700°C [*SECK*] bis $An_9$ / 1100°C [*PARSONS & BROWN*] bei $P_{tot.}$ = 3kb).

Wenn man diese - - - stark extrapolierten - - - Tx-Daten auf Alkalifeldspat-Zusammensetzungen von Ballachulish überträgt (Abb.70a-d), ergeben sich **Abschätzungen der Bildungstemperaturen** (± 50°C bei $P_{tot.}$ = 3kb) von

- ~ **900-850°C** für **Mesoperthite** des Hypersthendiorits (*MSP*, mit Nukleation von Tropfenplagioklasen = $An_{30-25}$ in albitreicheren Zusammensetzungen *Ø* ),
- ~ **750-700°C** für optisch **homogenen** Alkalifeldspat *H* des Quarz(monzo) diorits und
- **800-700°C** für Alkalifeldspat-**Einsprenglinge** *XX* des Zentralgranites.

Morphologische Daten für Zirkone des Quarzdiorits und Granits stützen die ermittelten Temperaturintervalle (3.4.10).

Bei einer Projektion der Feldspatzusammensetzungen auf die spannungsfreien und kohärenten, bezüglich des Gesamtdruckes (+ 50°C/ 3kb, BROWN & PARSONS 1981) und des Gehaltes ternärer Anorthitkomponente (+ 50°C/ 1Mol% An, YUND et al. 1980) korrigierten **Solvuskurven** des binären Systems **Ab- -Or** (YUND 1984, S.291) läßt sich als Funktion der Temperatur eine ganze Suite perthitischer Entmischungen ableiten:

(1) Bei geringer Abkühlungsrate entstehen **Tropfenplagioklase** (*blebs* ) durch heterogene Keimbildung aus einer relativ albitreichen Bauschzusammensetzung $Ab_{35}An_5$ bereits im Temperaturintervall zwischem spannungsfreiem und kohärentem Solvus von **860°C- -760°C** (spätmagmatisches Kristallisationsstadium des Hypersthen-Monzodiorits).
(2) Lamellare Entmischung albitärmerer Alkalifeldspäte ($Ab_{30}An_5$) des Hypersthendiorits zu **Mesoperthiten**, erfolgt nach kinetischem *"Überfahren"* des Bereiches heterogener Nukleation (bei schneller Abkühlung) erst unterhalb des kohärenten Solvus (vermutlich spinodal, bei ca. **730°C**).
(3) Optisch homogene Alkalifeldspäte ($Ab_{25}An_2$) des Quarzmonzodiorits entmischen **granophyrische Mikroperthite** (durch heterogene Nukleation unterhalb **650°C**) und **Kryptoperthite** (durch homogene Keimbildung unterhalb **530°C**).
(4) Bei Anwesenheit einer freien Fluidphase im Subsolidusbereich sind kaliumreiche Alkalifeldspäte ($Ab_{20}An_{1-0}$) in der Grundmasse leukokrater Quarzdioritpartien und im Monzogranit von einem plötzlichen fortschreitenden Kohärenzverlust betroffen, wobei sich unterhalb 550-**500°C grobe Flecken- und Flaserperthite** bilden (*"catastrophic coarsening"* ; PARSONS 1978, S.6).

## 4.4 CHEMISMUS UND STABILITÄT MAFISCHER HYDROXYLPHASEN

### 4.4.1 AMPHIBOLE

#### 4.4.1 – 1 Chemismus der Amphibole

Mit dem FORTRAN – Programm *"Minsort"* wurden 6 verschiedene Berechnungsmodelle für die Kationenformeln von Amphibolen getestet. Es erwies sich, daß die Modelle *"15 Kationen ohne Na + K"* (*sumFM*; STOUT 1972; ROBINSON et al. 1982) die Stöchiometrie der aluminiumarmen Amphibole von Ballachulish weitgehend zu reproduzieren scheinen. Das Modell *sumFM* schließt eine Besetzung der B – Plätze mit femischen Kationen ($Fe^{2+}$, Mg, Mn) aus und berechnet hohe $Fe_2O_3$ – Werte (6 – 9Wt%). Es resultiert allerdings nicht selten ein Al – Überschuß auf T – Positionen, wobei wegen der geringen Na – Gehalte eine Vollbesetzung der B – Plätze unmöglich ist (**negative** Werte für $^{[6]}Al$ und $^{[12]}Na$). Dagegen liefert das Modell *sumCa*, das die großen Kationen {Na + K} auf A – Plätze beschränkt und Calcium von diesen Positionen ausschließt, immer positive Besetzungsmuster, wobei niedrige $Fe_2O_3$ – Gehalte berechnet werden (0.7 – 2.3Wt%). Eine naßchemische Analyse eines Hornblendekonzentrates aus der nordwestlichen Quarzdiorithülle (*hbl IV*, MUIR 1953b), dessen Chemismus den Mikrosondenproben *108, 152, 228* und *352* (Tab.IVd) mit Amphibol – I entspricht (3.4.6 – 1), weist ein $Fe^{3+}/Fe^{2+}_{tot.}$ – Verhältnis von 0.13 auf. Dies kommt den über das Modell *sumCa* berechneten Faktoren sehr nahe (0.05 – 0.15), während das Modell *sumFM* unrealistisch hohe Verhältnisse ergibt (0.40 – 0.60). Daher ist in den Tabellen IVd des Anhangs unter der Standard – Kationenformel (bezogen auf 23 Sauerstoffe) auch das Ergebnis der $Fe^{3+}$ – Berechnung über das Modell *sumCa* = 15 Kationen aufgeführt ($Fe_2O_3^c$, $FeO^c$).

Entsprechend der Nomenklatur in HAWTHORNE (1981) und ROCK & LEAKE (1984) sind die bisher petrographisch klassifizierten drei Amphibol – Typen

- **Am – I** (verdrängt Augit; 3.4.6 – 1)
- **Am – II** (verdrängt Hypersthen; 3.4.6 – 2)
- **$Am_x$** (uralitisierter Augit, ummantelt von Am – I; 3.4.5 – 2)

in Ballachulish – Magmatiten aufgrund der Kationenverhältnisse $\{Ca + Na\}_B$ = 1.60 – 1.90 und $\{Na\}_B$ = 0 – 0.15 zur Gruppe ***calciumreicher Amphibole*** zu rechnen. Selbst bei den Mg – reichsten und Ca – ärmsten, farblosen Amphibol – Säumen (Am – II) um Hypersthen handelt es sich **nicht** um *"Cummingtonite"*, wie sie HASLAM (1968, S.87) aus dem Ben Nevis – Massiv beschreibt.

Die weitere Einteilung erfolgt auf der Basis der A-Kationenbesetzung $\{Na+K\}_A$, des Verhältnisses $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ und des $\{Si\}$-Gehaltes, bei $\{Ti\} < 0.50$ und $\{Fe^{3+}\} \gtrless \{^{[6]}Al\}$:

**Amphibol-I** ist eine ***Magnesio-Hornblende***, die nur in den leukokraten Quarzdioriten (*QMD108+352*) eine signifikante **Edenit**-Substitution mit $(Mg_{0.6}Fe^{2+}{}_{0.4})+Si <--> Na_A+{}^{[6]}Al$ aufweist. Die Besetzung der A-Plätze von Amphibol-I mit $\{Na+K\}$ schwankt von $\{0.30\}$ im Hypersthendiorit bis zu $\{0.62\}$ im Quarzdiorit; das $X_{Mg}$-Verhältnis bewegt sich von 0.75-0.60, die $\{Si\}$-Gehalte von 7.25 bis **6.90** (im leukokraten Quarzdiorit *108+352*, mit maximaler Tschermakit-Substitution: $\{Mg_{0.6}Fe^{2+}{}_{0.4}\}+Si <--> {}^{[6]}Al+{}^{[4]}Al$).

Dagegen zählt **Amphibol-II** (eine ***aktinolithische Hornblende***) ebenso wie **Amphibol-x** (ein ***Aktinolith***) mit $\{Si\}=7.31-7.65$ bzw. 7.40-**7.85** zu den ***$SiO_2$-reichen Ca-Amphibolen.*** Bei beiden Subtypen sind die A-Plätze mit $\{Na+K\}_A=0.10-0.35$ nur gering besetzt; der Chemismus ist also relativ magnesiumreich ($X_{Mg}=0.65-$**0.80**).

4.4.1-2 Stabilitätsbedingungen der Amphibole

Im Gegensatz zu "normalen", **aluminiumreichen** Hornblenden kalkalkalischer Magmatite (Granodiorite, Andesite) kristallisieren die Amphibole des Ballachulish Complex weitgehend im spät- bis postmagmatischen Bereich, wie bereits die petrographische Bearbeitung zeigt (3.4.6; Abb.57-60). Obwohl aluminiumarme Amphibole über ein weites PT-Feld (einschließlich des magmatischen Bereichs) stabil sind, konnten die zahlreichen Schmelzexperimente an natürlichen Gesteinen (vgl. Übersicht in HELZ 1982) keine tremolitisch-aktinolithischen Hornblenden erzeugen. Selbst bei entsprechender Sauerstoffugazität bzw. bei *"stöchiometrischen"* $H_2O$-Gehalten der Schmelze (ca. 2-3Wt%; WONES & GILBERT 1982, S.357) koexistieren solche Amphibole nicht mit **Schmelzen** *"normalen"* $Al_2O_3$-Gehaltes (10-25Wt%; HELZ 1982, S.310).

Um die **thermischen** Stabilitätsbedingungen der Ballachulish-Amphibole abzuschätzen, bietet sich eine Extrapolation auf die Datensätze von HELZ (1973, 1976) an, welche bei konstantem Druck ($P_{H_2O}=5$kb) und definierter Sauerstoffugazität (unter Verwendung der Gaspuffer **W**üstit/**M**agnetit = WM, **F**ayalit/**M**agnetit + **Q**uarz = FMQ und **H**ämatit/**M**agnetit = HM) an tholeiitischen Basalten ermittelt wurden; die Ergebnisse sind in HELZ (1982, S.312ff.) zusammengefaßt. Die *AMPH-IN* -Kurven zeigen im Druckbereich von 3-5kb eine steile positive Steigung mit +20°C/ 2 kb (Tholeiite; HELZ 1973, 1976), stehen nahezu **vertikal** (Andesite; EGGLER & BURNHAM 1973) oder scheinen bei Dioriten und Granodioriten im Druckbereich oberhalb 2 kb (Schmelzgleichgewicht *ohne* freie Gasphase) sogar auf eine steil negative Steigung umzuknicken (PIWINSKII 1973a+b, 1974). Da die Versuchsbedingungen PIWINSKII's jedoch möglicherweise keine konstanten $f_{O_2}$-Bedingungen in verschiedenen Druckbereichen garantierten (Pufferbereich **Ni/NiO** = NNO bei 2kb, ungepufferte Hochdruckversuche nahe HM?), ist die Signifikanz der *negativen* Amphibol-Stabilitätskurven nur gering (HELZ 1982, S.287). Somit scheint eine Temperatur-

Temperaturkorrektur von ≦10°C realistisch, um den HELZ – Datensatz (5kb) auf das Quarzmonzodioritsystem von Ballachulish (3kb) zu extrapolieren.

Selbst die Al – reichsten Magnesio – Hornblenden von Ballachulish ($^{[4]}$Al = 1.00 – 1.10 / 23 Sauerstoffe; *QMD108 + 228 + 352* ; Tab.IVd) liegen im Diagramm $^{[4]}$Al / T (HELZ 1982, S.324) nahe der Untergrenze der Temperaturstabilität **magmatischer** Hornblenden, wobei in diesem Bereich (**680 – 720°C**) der Einfluß der Sauerstoffugazität minimal zu sein scheint (HM ~ FMQ). Obwohl der temperaturkritische $^{[4]}$Al – Einbau in die Amphibolstruktur von weiteren koexistierenden Phasen (wie Plg, Cpx) nicht beeinflußt wird (HELZ 1982, S.327), ist die Interpretation dieser Daten bei Berücksichtigung einer hohen $^{[4]}$Al – Schwankungsbreite limitiert (durch Si – Analysenfehler synthetischer und natürlicher Amphibole).

Dagegen ist der **Titan** – Einbau im Amphibol deutlich temperaturabhängig (HELZ 1982, S.329), wobei oberhalb 750°C eine **niedrige** Sauerstoffugazität (WM – – NNO) die thermische Stabilität der Amphibole weniger stark begünstigt, als dies unter Bedingungen des HM – Puffers der Fall ist. Es fällt auf, daß die aktinolithischen Hornblenden Am – II und $Am_x$ aus Ballachulish mit extrem niedrigen Ti – Kationengehalten von 0.002 – 0.003 weit unterhalb des Stabilitätsbereiches **magmatischer** Amphibole liegen (< < 550°C, selbst bei $f_{O_2}$ nahe FMQ). Die Magnesio – Hornblenden der Proben *QMD22 + 108, GD123* und *QMD152 + 228 + 352* überstreichen mit {Ti} = 0.13 – 0.15 ein Temperaturintervall von maximal 690°C (MW – – FMQ) bis 810°C (HM). Da die Amphibolstabilität bei etwa 700°C nahezu unabhängig von der Sauerstoffugazität ist und $f_{O_2}$ im Quarzdioritsystem in diesem Kristallisationsstadium vermutlich **zwischen** den Pufferkurven NNO und HM lag (4.4.3; 4.5), läßt sich das Temperaturintervall weiter eingrenzen. Somit ist der Kristallisationsbeginn **magmatischer** Magnesio – Hornblenden in Gesteinen des Ballachulish – Komplexes frühestens bei **770 – 750°C**/ 3 kb anzusetzen (feinkörnige Quarzmonzodiorite der Randfazies: *228f* ; *QMD352* ; Am – I um Augit – Xenokristalle im Granit *x – GD123* ), während er mit **710 – 690°C/3kb** (Opx – führender *QMD22* ; *QMD108* ) erst in den Bereich des Solidus fällt ($T_S$ = **680 – 670°C/3kb**$_{H_2O}$, 5.3).

### 4.4.2 BIOTIT

Kationenformeln von Biotit sind aus Mikrosondenanalysen über das Programm *"Minsort"* auf der Basis von 11 Sauerstoff – Atomen berechnet und in Tabelle IVe des Anhangs zusammengestellt. Da in titanhaltigen Biotiten dreiwertiges Eisen wegen der gekoppelten Substitution {Ti – – ($^{[6]}$Al,$Fe^{3+}$)} nicht über Ladungsausgleich ermittelt werden kann, ist Gesamteisen vorläufig als zweiwertiges Eisen $Fe^{2+}_{tot.}$ angegeben. Mögliche Fluorgehalte der Biotite wurden noch nicht gemessen, da geeignete Mikrosondenstandards fehlten, und solche Fluoranalysen nur mit Abweichungen von knapp 20 Relativ% reproduzierbar sind (PATTISON 1985, S.474).

Um detaillierte Aussagen über den Stabilitätsbereich der Ballachulish-Biotite treffen zu können, sind direkte Bestimmungen der $Fe^{3+}$-, Fluor- und Hydroxylgehalte über naßchemische Verfahren (Redoxtitration, Pyrohydrolyse) unerläßlich. Solche Analysen werden derzeit durchgeführt, um auf die initiale Konzentration leichtflüchtiger Bestandteile (MUNOZ 1984) innerhalb der "trockenen" Hypersthendioritzone ($p_{H2O} << p_{tot}$) und der pelitkontaminierten Quarzdiorit-Randfazies rückzuschließen. Ausgehend von den Oxydsummen der Biotit-Mikrosondenanalysen (Tab.IVe), scheinen vor allem die spätkristallisierten Biotit-Poikiloblasten aus Hypersthendiorit bzw. die frühkristallisierten Biotite des Granits beträchtliche Gehalte an {OH,F} aufzuweisen (ca. 4-4.5Wt%), während der Gehalt dieser leichtflüchtigen Elemente in Biotiten der Quarzdiorite bei etwa 3.4-3.8 Wt% liegt. Mit 920 ppm F sind Quarzdiorite aus Ballachulish um den Faktor 1.5-2 Fluor-reicher als Granite (510-650ppm F (920ppm F im Gesamtgestein; HASLAM & KIMBELL 1981), entsprechend den höheren Biotit- und Apatitgehalten (0.3-0.4Vol% und 10-15Vol% gegenüber 0.1-0.3Vol% Ap und 5-8Vol% Bi im Granit).

PATTISON weist nach (1986), daß in thermometamorphen Kontaktgesteinen (im $f_{O2}$-Pufferbereich nahe HM?) anomal Mg-reiche Titanbiotite mit **hohen** Fluorgehalten stabilisiert werden (F = 0.5-1.6Wt%). Somit könnte der thermische Zerfall biotitreicher Xenolithe oberhalb 660-720°C (bei $3kb_{H2O}$; PATTISON 1985) in der Quarzdiorit- Randfazies auch **Fluor** freisetzen und einen lokalen **$H_2O$ / $O_2$- Druck** ausüben (vgl. 4.4.3). Die intensive Biotitkristallisation in den Randpartien der Diorithülle (*"Biotitmantel"*, vgl. 3.5.2/3) scheint $H_2O$ und Fluor weitgehend zu ***binden***. Dies reduziert vermutlich sowohl **Anteil** als auch **Mobilität** einer kontaktanatektischen, Fluid-**untersättigten** Minimumschmelze (vgl. PATTISON 1985 und 2.2). Eine drastische Senkung der Solidustemperatur des Quarzdioritsystems wird verhindert, da sich **Fluor** nicht in einer alkalischen Restschmelze konzentriert (vgl. MANNING 1982), sondern in thermisch stabilen Mafiten wie Biotit und (hydroxyl-ärmerem) Amphibol fixiert ist. Eine signifikante $H_2O$- Anreicherung mit Bildung einer **freien Gasphase** dürfte hier erst im Bereich des Solidus erfolgen (4.5).

Es ist zu beobachten (Tab.IVe des Anhangs), daß die Magnesiumgehalte [Wt%] und das Kationenverhältnis $X_{Mg} = \{Mg/Mg + Fe^{2+}_{TOTAL}\}$ der Ballachulish-Biotite vom Hypersthendiorit ([17-14Wt%], {0.69-0.61}) bis zum Quarzdiorit und Hybridgranit ([14-11.5Wt%], {0.57-0.50}) generell abnehmen, entsprechend einem "normalen" kalkalkalischen Differentiationstrend (SPEER 1984). Dabei fällt das für leukokrate, hypersthenfreie Quarzdiorite **hohe** $X_{Mg}$-Verhältnis von {0.57-0.59} der Biotite in Probe ***QMD228*** auf (aus der feinkörnigen, **pelitkontaminierten** Randfazies im Südosten des Komplexes). Dieser *gegenläufige* Magnesiumtrend könnte eine Zunahme der Sauerstoffugazität in diesen *"hybriden"* Dioritpartien widerspiegeln (WALSH 1975), die mit zahlreichen teilresorbierten Metasediment-Xenolithen durchsetzt sind (vgl. Abb.16 und 18-20). Auch innerhalb der Hypersthendiorite sind Biotite aus **feinkörnig-schlierigen** Partien am magnesiumreichsten ($X_{Mg}$ = 0.68-0.69, *MD99* ).

Vorerst können Vollanalysen der Biotite aus dem kalkalkalischen Ben Nevis – Ringkomplex (HASLAM 1968, *Tab.2*), deren Chemismus den Biotiten aus Ballachulish gleicht, Anhaltspunkte für die Stabilitätsbedingungen dieser Mafitphase in **beiden** Intrusivfolgen liefern. Eine Projektion der Biotitzusammensetzungen des Ben Nevis in das ternäre System *Annit* – – *Phlogophit* – – *"Oxyannit"* (WONES & EUGSTER 1965) definiert einen Trend *Monzodiorit* – – > *Quarzdiorit*, der auf der FMQ – Pufferkurve beginnt und die NNO – Pufferkurve schneidet. Die höchste erreichte Sauerstoffugazität liegt im Bereich des **MNO** – Puffers zwischen den Festpuffern NNO und HM. Diese Biotite (aus Quarzdiorit und Granit) entsprechen in ihren ternären Zusammensetzungen den (ebenfalls mit Ilmenit und Magnetit koexistierenden) Biotiten aus *"Granitoiden"* des Sierra Nevada – Batolithen (SPEER 1984, *Fig.1b*). Der Ben Nevis – Trend ist deckungsgleich mit der Variationsbreite im zonaren Adamello – Massiv (Gabbrodiorite – – > Granitoide), dessen Biotite unter niedriger bis mittlerer Sauerstoffugazität im Pufferbereich **FMQ** – – > **NNO** – – > MNO kristallisierten (SPEER 1984, *Fig.1d*).

Ein Vergleich der **Annit**konzentration und des Verhältnisses **[FeO/FeO + MgO]** in Biotiten des Ben Nevis (*"32"* – **39** – 46Mol% Ann im Pyroxendiorit, 31 – 34Mol% in Quarzdiorit und Granit) mit der – – – weitgehend druckunabhängigen – – – Temperaturstabilität des Biotits im $Tx_{Ann} - f_{O_2}$ – Diagramm nach WONES & EUGSTER (1965, *Fig.5*) grenzt einen Stabilitätsbereich von *Biotit + Gasphase* unterhalb des Feldes *Bi + Akf + Qz* bei **850**°C (Diorit) bis **870**°C* (Granit) im Bereich zwischen den NNO – und MNO* – Puffern ab (* interpoliert zwischen NNO und HM für $P_{tot.} = 2070b$). Der mit nur *"32"* Mol% **magnesium – und titanreichste**, theoretisch temperaturstabilste Biotit (*"950"°C*) stammt aus der mit 0.4 Vol% **quarzärmsten** Hypersthendioritprobe *BN1*. Deshalb ist es wahrscheinlich, daß nur wenige Biotite dieser Probe mit Quarz ***koexistieren*** und ein $T - f_{O_2}$ – kritisches Verteilungsgleichgewicht zwischen Bi, Mt, Akf und **Qz** nur ***lokal*** gegeben war. Dies scheint auch für viele **Titan**biotit – Poikiloblasten in ± quarzfreien Monzodioriten des Ballachulish Complex zu gelten (vgl. Abb.50).

Die Molfraktion *"Oxyannit"* $\{Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}\}$, welche besonders $f_{O_2}$ – kritisch ist (WONES & EUGSTER 1965, S.1264), liegt im Pyroxendiorit des Ben Nevis bei durchschnittlich {0.09}, entsprechend einer Sauerstoffugazität nahe NNO. Minimalwerte von {0.03 – 0.04} fallen auf die FMQ – Pufferkurve: Hierbei handelt es sich um **spät**kristallisierte, *"reduzierte"* Biotite in **quarz**führendem Pyroxen – Monzodiorit, die aus der Reaktion *Pyroxen + Akf + $H_2O$* – – > *Biotit + Qz* hervorgingen. Biotite mit {0.12 – 0.21} in Quarzdioriten und Granit streuen zwischen NNO und HM. Die Biotitprobe *BN20* aus leukokratem, pelitkontaminiertem Quarzdiorit besitzt mit {0.22} den höchsten "Oxyannit" – Gehalt, was eine Sauerstoffugazität nahe der HM – Pufferkurve definiert ("oxydierte" Randfazies des Ben Nevis).

### 4.4.3 T – $f_{O_2}$ – THERMOBAROMETRIE DER OXYDPHASEN (Ilmenit & Magnetit)

Der Gehalt dreiwertigen Eisens wurde in 43 Ilmenit – und in 50 Magnetit/ Maghemit – Analysen mit dem Programm *"Minsort"* über zwei Iterationsverfahren berechnet. Das erste ermittelt den theoretischen $Fe_2O_3$ – Gehalt der Spinelle bzw. Ilmenite auf der Basis von 24 bzw. 3 Kationen, während das zweite eine Aufstellung der Strukturformel auf der Basis von 32 bzw. 3 Sauerstoffen einschließt (H.DIETRICH/ Wien, pers.Mitt. im Okt. 1984). Die Mikrosondenanalysen mit den berechneten Eisengehalten $Fe_2O_3{}^c$ / $FeO{}^c$ [Wt%] und den resultierenden Oxydsummen (*Total*) sind in Tabelle IVf des Anhangs aufgelistet.

Primär niedrige Oxydsummen einiger "Magnetite" (*SUM* ~ 89.5 – 91.5Wt%) indizieren eine retrograde Umwandlung gegen *y* – Maghemit, die auch durch erzmikroskopische Untersuchungen bestätigt wird (3.4.9). Da dieser Oxydationszustand nur den Valenzzustand des Eisens, nicht jedoch die Konzentration des **Titans** ändert (Ulvöspinell – Komponente $Fe_2^{2+}TiO_4$ = const.), können auch Maghemit – Analysen als Magnetit verrechnet werden, um den Stabilitätsbereich dieser Erzphase vor der Oxydation abzuschätzen (ROLLINSON 1979, S.167).

Koexistierende Mischkristalle Ilmenit (**Ilm**) – – Hämatit (**Hm**) und Ulvöspinell (**Usp**) – – Magnetit (**Mt**) können in das ternäre System *FeO* – – $Fe_2O_3$ – – $TiO_2$ (Abb.75a) projiziert werden, um die T – $f_{O_2}$ – Kristallisationsbedingungen der Oxydphasen abzuschätzen. Dieses Verfahren zur Geothermometrie und Sauerstoff – Barometrie wurde von BUDDINGTON & LINDSLEY entwickelt (1964) und von SPENCER & LINDSLEY modifiziert (1981). Da der Einfluß von Fremdkomponenten (*"mincr constituents"* **Cr**, **Mn**, Mg, Al, V) auf die Aktivitäten der Komponenten Usp – – Mt und Ilm – – Hm in Magnetit – und Ilmenit – Mischkristallen bisher nicht experimentell kalibriert ist (bisherige Korrekturverfahren durch BUDDINGTON & LINDSLEY 1964 und CARMICHAEL 1967 sind weitgehend empirisch), bezieht sich das hier verwendete Mischungsmodell von SPENCER & LINDSLEY (1981) ausschließlich auf **binäre** Fe – – Ti – Oxyde. Daher wurden vorerst FeO, $Fe_2O_3$ und $TiO_2$ jeder Analyse in Mol% umgerechnet und direkt in das ternäre Oxydsystem projiziert (Abb.75b – e). Zusätzliche Daten zum möglicherweise temperaturkritischen Einfluß der Fremdkomponenten **Chrom und Mangan** in Spinell – und Ilmenit – Mischphasen sollen in Kooperation mit D.LATTARD (Aachen) gewonnen werden.

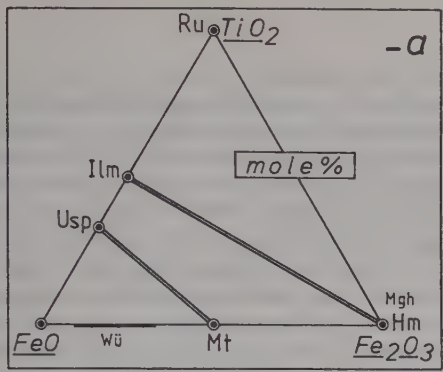
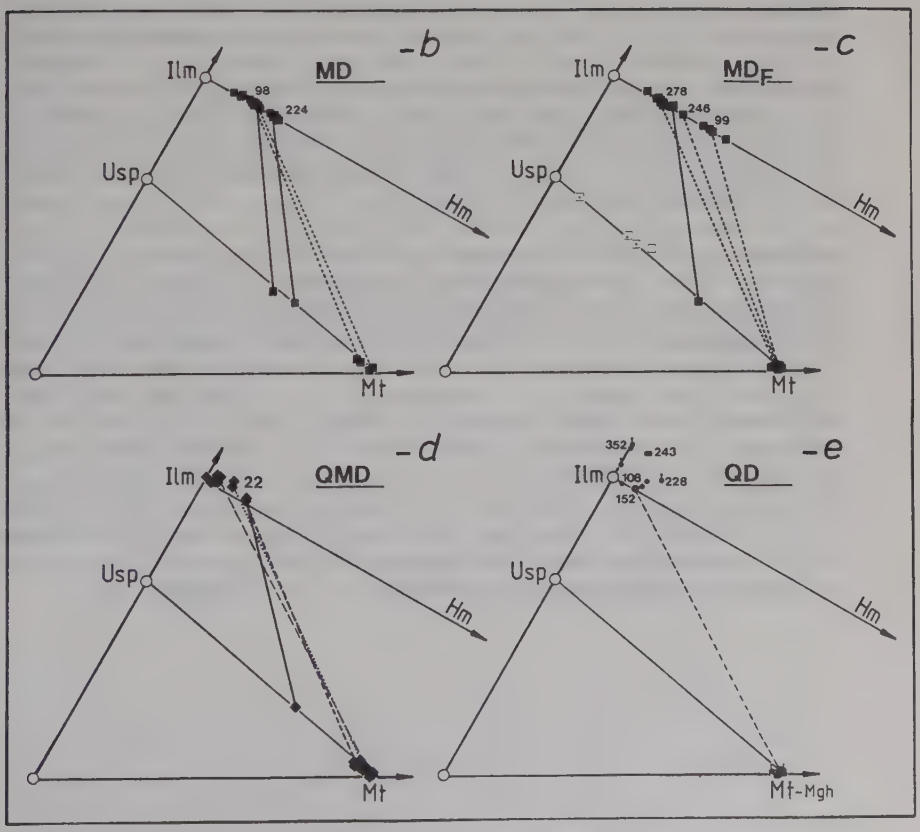



**Abb.75a:** Schematische Darstellung der Erzphasen Ilmenit (*Ilm*) – – Hämatit $(Hm)_{ss}$ und Ulvöspinell (*Usp*) – – Magnetit $(Mt)_{ss}$ im System $FeO$ – – $Fe_2O_3$ – – $TiO_2$ = 100 Mol% (nach BUDDINGTON & LINDSLEY 1964). *Mgh* = Maghemit, *Ru* = Rutil, *Wü* = Wüstit.

**Abb.75b – e:** Mikrosondenanalysen koexistierender Fe – Ti – Oxyde in dioritisch – / granodioritischen Gesteinen des Ballachulish Complex, projiziert nach SPENCER & LINDSLEY (1981) in einen Ausschnitt des Systems $FeO$ – – $Fe_2O_3$ – – $TiO_2$ = 100 Mol% (siehe Abb.75a).
Weitere Erläuterungen im Text (4.4.3).



Die Projektionen koexistierender Oxyde aus grobkörniger Fazies und Normalfazies des Hypersthendiorits (Abb.75b: *MD98+224*), aus feinkörnigem Hypersthendiorit (Abb.75c: *$MD_F$ 99+246+278*), aus Hy-Quarzmonzodiorit (Abb.75d: *QMD22*) und aus Quarzdioriten bis Graniten (Abb.75e: Pr.*108-352*) zeigen eine fortschreitende "Rotation" der Konoden $Ilm_{ss}$- - $Mt_{ss}$: Hierbei werden in der Suite Monzodiorit- - > Quarzdiorit die Ilmenite $Fe^{3+}$-ärmer (bzw. Mn-reicher), während Magnetite zunehmend $Fe^{3+}$ einbauen (und Cr-ärmer werden). Selbst in mesokratem Monzodiorit sind Magnetit-Mischkristalle *relativ titanarm* (<5-45Mol% $Usp_{ss}$), weisen jedoch immer charakteristische Chrom-Gehalte auf (0.3-2.4Wt%). Vier Magnetitanalysen (in Abb.75c als leere Quadrate symbolisiert) zeigen *anomal* niedrige Chromgehalte, gekoppelt mit übernormalen Mangangehalten (0.05-0.15 gegenüber 0.5-1.5Wt% $Cr_2O_3$ sowie >0.2Wt% MnO). Diese Mikrosondenanalysen blieben bei der weiteren Auswertung unberücksichtigt, da sie vermutlich zweiphasige Partien Ilmenit/Magnetit über Korngrenzen integrierten. Die meisten Ilmenite aus quarzdioritisch-granitischen Gesteinen scheinen nichtstöchiometrische Titanüberschüsse aufzuweisen. Falls dreiwertiges Eisen als "negativ" errechnet wird (*QD228+352*), dürften die Fluktuationen durch deuterische Freisetzung von Rutil und Hämatit in diesen *"Meta-Ilmeniten"* verursacht werden (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964, S.328). "Ilmenite" mit besonders hohen Abweichungen (*QD228+GD243*) enthalten bei Oxydsummen <96-97 Wt% und extremen Mn-Gehalten (3.5-8.5Wt% MnO) auch 0.9-1 Wt% $SiO_2$, was auf eine beginnende Umwandlung in "Leukoxen" hinweist (ein mechanisches Gemenge aus feinkörnigem Titanit und Mn-Hydroxyden). In allen anderen Fällen ist die scheinbare *Nichtstöchiometrie* der Ilmenite ein Resultat des Projektionsschemas nach SPENCER & LINDSLEY (1981), das $R^{2+}$-Fremdkationen nicht einbezieht (vgl. *QMD22* mit maximal 1.8-3.0Wt% MnO; Abb.75d).

Daher muß ein Vergleich der "binären" Projektionen in Abbildung 75b-e mit den Resultaten von CARMICHAEL 1967, PARSONS 1980 und THY 1982 berücksichtigen, daß diese Autoren *empirische* Korrekturen der $R^{2+}/R^{3+}$-Fremdkomponenten durchführten. Dies bedingt eine Minimierung der temperaturkritischen Usp-Komponente im Titanomagnetit (durch Subtraktion von $R_2O_3$ + FeO) bzw. eine - - - meist geringe - - - Erhöhung der Hm-Komponente (durch direkte Projektion via $TiO_2$ als RO + $TiO_2$). Im Fall der Ballachulish-Oxyde würde eine solche Projektion die manganreicheren Ilmenite der Quarzdiorite in Abbildung 75d+e (1.8-8.5Wt% MnO) direkt auf die $Ilm_{ss}$-Mischserie verschieben, wobei die Hm-Komponente nahezu konstant bleibt (+ 0.1-0.3Mol% Hm). Trotz des relativ hohen Chromgehaltes (2Wt%) würde sich der Projektionspunkt des Titanomagnetits *278* (Abb.75c) nur um ~2 Mol% zu Mt-reicherer Zusammensetzung verschieben (37.5- - > 35.2Mol% Usp).

In Hypersthendioriten erscheinen chromreiche Titanomagnetite mit Hemo–Ilmeniten nur dann, wenn beide Oxydphasen durch Silikate räumlich voneinander **getrennt** sind (isometrische bis hypidiomorphe Körner, als Einschlüsse in Augit und Plagioklas). In Abbildung 75b–e sind solche isolierten **Oxydpaare** über durchgezogene Konoden verbunden (Hochtemperaturparagenese), während dick gepunktete Konoden **Berührungsparagenesen** Mt– –Ilm innerhalb ***zweiphasiger Kornaggregate*** verbinden. Diese Paragenesen reequilibrierten vermutlich durch ***"externe Kornentmischung"*** (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964, S.322ff.), während deuterische, retrograd–hydrothermale Prozesse die Erzparagenesen quarzreicher, leukokrater Gesteine weitgehend überprägten (dünn gestrichelte Linien; Magnetit ist hier meist maghemitisiert).

Diese für **Plutonite** typischen Diffusionsprozesse führen gegenüber petrographisch vergleichbaren **Vulkaniten** (mit Opx bzw. mit Bi+Am; CARMICHAEL 1967, *Fig.1b+c*) zu einer Rotation der Konode $Ilm_{ss}$– –$Mt_{ss}$ gegen den Uhrzeigersinn (siehe auch ROLLINSON 1979, *Fig.3*). Dabei reagiert Ilmenit nur sehr träge, während Titanomagnetit relativ schnell reequilibriert. Dies führt zu einem "Auffiedern" der Konoden in Richtung Ti–ärmerer Zusammensetzungen, wie THY an den Oxyden eines geschichteten Gabbrokomplexes der norwegischen Kaledoniden zeigte (1982, *Fig.3*).

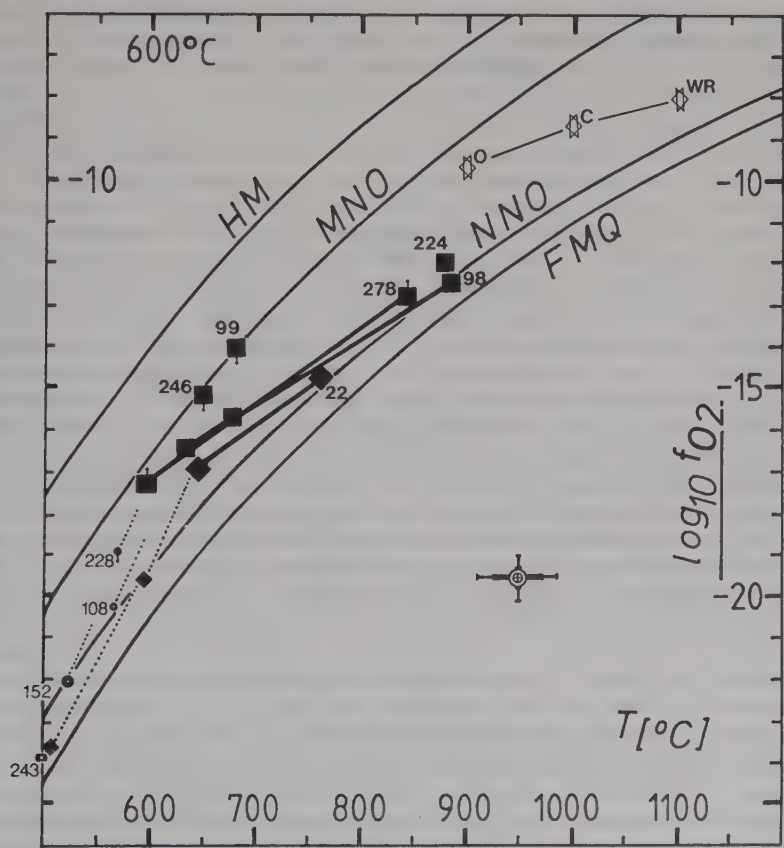
Aus der Abbildung 75b–e wurden Ilmenit– und Ulvöspinell– Komponenten koexistierender Ilmenite und Magnetite graphisch ermittelt und in das T– –$f_{O_2}$–Netz nach SPENCER & LINDSLEY (1981) eingetragen (Abb.75f). Die Pufferkurven **Hämatit/Magnetit**, **$Mn_3O_4$/MnO**, **Ni/NiO** und **FMQ** (Magnetit+Quarz/Fayalit) sind für $P_{tot.}=2$ kb druckkorrigiert (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964, *Fig.4*). Gegenüber Atmosphärendruck sind die **2 kb**–Pufferkurven nur um maximal 0.2 (FMQ) bis 0.7 (HM) log–Einheiten zu höherem $f_{O_2}$ verschoben, wobei sich die Temperatur um weniger als 10–20°C erhöht. Somit lassen sich thermobarometrische Abschätzungen im Rahmen der von SPENCER & LINDSLEY (1981) angegebenen Fehlergrenzen (± 40–80°C; ± 0.5–1 $\log_{10} f_{O_2}$) auf einen Druckbereich von **3** kb extrapolieren.

OXYD – THERMOBAROMETRIE: Zusammenfassung der Resultate (Abb.75f).

Der Beginn der Oxydkristallisation innerhalb der **Hypersthendiorite** wurde von einer Sauerstoffugazität im Bereich des **NNO** – Puffers kontrolliert. Die höchsten Bildungstemperaturen ($\pm 80^{o}C$) können mit **880 – 870°C** (Monzodiorit – Normalfazies *98 + 224* ), **850°C** (feinkörniger Monzodiorit *278* ) und **820°C** (Quarzmonzodiorit *22* ) abschätzt werden. Mit sinkenden Temperaturen scheint sich eine *externe Kornentmischung* auszuwirken, die erst bei (Sub)Solidustemperaturen von **750 – 600°C** bei einer Sauerstoffugazität nahe des **MNO** – Puffers zum Stillstand kommt. Oxyde der feinkörnigen Monzodiorite ***99*** (und *246* ) liegen auf der MNO – Pufferkurve, entsprechend einer gegenüber *"normalen"* Monzodioriten um 1 – 2 log – Einheiten **erhöhten** Sauerstoffugazität. Ursache scheint eine lokale Oxydation durch Pelit – Assimilation zu sein, die besonders bei *MD99* anomal Mg – reiche Biotite stabilisiert (4.4.2).

Erzparagenesen in Quarzdioriten und Granit sind unterhalb ~ 650°C nahezu vollständig reequilibriert, wobei $f_{O_2}$ auf "unrealistisch" niedrige Werte zwischen den NNO – und **FMQ** – Pufferkurven reduziert scheint. Hier standen Oxyde nicht mehr im Gleichgewicht mit einer Fe – Ti – reichen **Schmelz**phase, sondern wurden im Subsolidusbereich dieser Systeme unter Anwesenheit einer **freien, wässrigen Gasphase** deuterisch umgewandelt, wobei die Fe – Ti – Diffusion zwischen *Oxyden und Silikaten* begünstigt war. Die anomal niedrige Sauerstoffugazität im Temperaturbereich << 500 – 600°C kann durch Annahme eines bezüglich $H_2O$ weitgehend *"geschlossenen"* Systems erklärt werden. Hierbei wird $H_2O$ als Hydroxyl – Ionen bei der Subsolidus – Kristallisation von Aktinolith ($Am_x$, 4.4.1 – 2) und Hellglimmern (Serizitisierung von Plagioklas, vgl. Abb.29) **fixiert** und somit dem System entzogen (vgl. ROLLINSON 1979, S.169). Der wahrscheinliche Verlauf dieser *"reduzierten"* Oxyd < – – > Hydrosilikat – Trends ist in Abbildung 75f durch punktierte Linien symbolisiert. Ähnliche Resultate erhielt PARSONS (1981, *Fig.10* ) bei seinen Untersuchungen der Alkaligabbros und Syenodiorite der Klokken – Intrusion (Grönland). Auch hier knickt der (FMQ) – Oxydtrend im Bereich des Solidus ( ~ 750°C) in Richtung der Pufferkurve Wüstit/Magnetit ab, *"...probably related to a late influx of water ...locally producing biotite ...and amphibole"* (PARSONS 1980, S.9).

**Abb.75 f:** Thermobarometrische Abschätzung der Stabilitätsbedingungen koexistierender Mischkristalle **Ilmenit** – – Hämatit und **Ulvöspinell** – – Magnetit (Abb.75b – e), dargestellt im T – – $f_{O_2}$ – Netz nach SPENCER & LINDSLEY (1981, *Fig.4* ). Durchgezogene Linien verbinden mehrere Oxydanalysen derselben Probe. Die Pufferkurven ***HM*** (Hämatit/ Magnetit), ***MNO*** ($Mn_3O_4$/ MnO), ***NNO*** (NiO/ Ni) und ***FMQ*** (Magnetit + Quarz/ Fayalit) sind auf $p_{tot.}$ = 2 kb korrigiert (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964, *Fig.4* ). Weitere Erläuterungen im Text (4.4.3).



## 4.5 SIMULATION DES KRISTALLISATIONSVERLAUFES IM DIORIT

### 4.5.1 STABILITÄT MAFISCHER HYDROXYLPHASEN ALS FUNKTION VON T, $x_{H_2O}$ UND $f_{O_2}$

Um den T – – $f_{O_2}$ – Trend im Hochtemperaturbereich des Hypersthendioritsystems zu simulieren, wurde die Modalanalyse der Probe *MD98* (Tab.IIa des Anhangs) von Vol% auf Wt% umgerechnet (Dichte des Gesamtgesteins = **2.89** g/cm$^3$). Dann erfolgte die sequentielle Subtraktion der Gewichtsanteile von Plagioklas (51.3%), Augit (12.8%) und Hypersthen (8.2%) als Mittel der Mikrosondenanalysen (in Tab.IVa + b) von der Gesamtgesteinsanalyse (Tab.IIIa) als theoretischer Liquiduszusammensetzung. Die auf anhydrische Verhältnisse bezogene Sauerstoffugazität in der Ausgangsschmelze (*WR*) sowie in den Restschmelzen *C* (C = WR – [Plg + Cpx]) und *O* (O = WR – [Plg + Cpx + Opx]) ist nach der Methode von SACK et al. (1980) berechnet und als T – – $f_{O_2}$ – Trend *WR* – – > *C* – – > *O* in Abbildung 75f dargestellt, unter Berücksichtigung mittlerer Pyroxen – Kristallisationstemperaturen (4.2.4 – 2).

Dieser bei *scheinbar* hoher Sauerstoffugazität liegende Trend übersteigt die direkt ermittelten $f_{O_2}$ – Kristallisationsbedingungen der mit Pyroxenen koexistierenden Oxydphasen um mehr als zwei log – Einheiten. Ursache ist – – – neben der ***anhydrischen*** $f_{O_2}$ – Projektion der (Rest)Schmelzen – – – vermutlich eine **sekundäre Oxydation** der untersuchten **Plutonit**probe. Dagegen liefern frische, oft schon bei Hypersolidustemperaturen entgaste und abgeschreckte **Vulkanite** "realistischere" T – – $f_{O_2}$ – Daten (SACK et al. 1980, S.376). Bereits EGGLER & BURNHAM wiesen jedoch auch auf die Möglichkeit retrograder Subsolidusreaktionen mit einer freien Gasphase hin, speziell bei andesitischen Vulkaniten (1973, S.2524/2525). Somit lassen weder $f_{O_2}$ – Position noch T/$f_{O_2}$ – Verlauf des Ballachulish – Trends direkte Rückschlüsse auf die herrschende Sauerstoffugazität im Hochtemperaturbereich des Dioritsystems zu. Da Oxydphasen gegenüber Silikatphasen (Pyroxene) von retrograden Umwandlungen viel stärker betroffen sind, zeigt der basaltische Schmelzchemismus *O* am 900°C – Ende des Trends (als Funktion relativer Fe – Ti – Anreicherung durch Silikatfraktionierung) mit **+2** log – Einheiten eine maximale $f_{O_2}$ – Abweichung (gegenüber **+1** log $f_{O_2}$ in der Ausgangsschmelze *WR*, ausgehend von einem *realen* $f_{O_2}$ im Bereich des ?FMQ – Puffers).

Resultate der Oxyd – Thermobarometrie in den Hypersthendioriten des Ballachulish Complex (Abb.75f), kombiniert mit dem T – – $f_{O_2}$ – Stabilitätsbereich der Biotite in Pyroxendioriten des Ben Nevis (4.4.2), lassen auf einen *"reduzierenden"* Kristallisationstrend schließen, wie er für Magmen mit besonders **niedrigen** $H_2O$ – Gehalten typisch ist (WONES & EUGSTER 1965, Trend *II* in *Fig.13*). Obwohl die Diorite nur wenig Magnetit enthalten, stabilisierten sich keine **annit**reichen Biotite, da dem Dioritsystem bereits bei ~ 900°C im Bereich des NNO – Puffers hohe Anteile von **FeO** und $TiO_2$ als **Ilmenit** entzogen wurden.

Während mesokrate Pyroxendiorite weitgehend unter $f_{O2}$ – Bedingungen nahe NNO kristallisierten (vgl. auch EGGLER & BURNHAM 1973, S.2525ff.), ist in leukokraten Quarzdioriten der Randfazies von Ballachulish und Ben Nevis die Sauerstoffaktivität im spätmagmatischen Stadium deutlich erhöht ($f_{O2}$ zwischen MNO und HM). EGGLER & BURNHAM (1973, S.2529) beziehen solche für andesitisch – rhyodacitische Systeme *"ungewöhnlichen Bedingungen"* auf eine *"Oxydation des kalkalkalischen Magmas"* (bzw. seiner Restschmelze). Sie wird im Druckbereich $<<4-5$ kb durch einen $H_2O$ – oder $H_2$ – Austausch mit **Nebengesteinsmaterial** oder mit meteorischen Wässern in der Peripherie *"seichter"* Magmenkammern bzw. ihrer Dachpartien begünstigt. Der Einfluß meteorischer Wässer auf Magmatite des Ballachulish Complex kann jedoch ausgeschlossen werden (HOERNES et al. 1985).

Im Gegensatz zu tonalitisch – granodioritischen Intrusivkomplexen (mit Fraktionierung von Biotit *nach* Hornblende) bildete sich in der Diorithülle von Ballachulish Biotit *vor* aktinolithischem Amphibol (im Hypersthendiorit) oder kristallisierte *gleichzeitig* mit Magnesio – Hornblende (im Quarzdiorit). Dies wird nach WONES & GILBERT (1982, S.362 – 364) durch eine hohe $K_2O$ – Aktivität in **monzodioritischen**, deutlich $H_2O$ – **untersättigten** Magmensystemen begünstigt. Dabei wird – – – ebenso wie durch zunehmenden O – Partialdruck – – – (annitreicher) Biotit gegenüber (ferrotremolitischem) Amphibol innerhalb gabbrodioritischer Intrusivkomplexe stabilisiert.

## 4.5.2 SIMULATION DES KRISTALLISATIONSVERLAUFES

Petrographie und Geochemie der Dioritsuite und des Granits von Ballachulish weisen auf eine Kristallisation dieser Magmatite bei *weitgehender* $H_2O$ – **Untersättigung** hin, wobei eine Fluidmigration auch im Subsolidusbereich deutlich begrenzt war:
Alkalifeldspat im Mesodiorit zeigt neben einer niedrigen Al/Si – Ordnung (3.4.2 – 3) nur eine geringe perthitische Entmischung des "Granulittyps" *1 + 2* (Abb.33, 3.4.5 – 2). Bei niedrigen $^{18/16}O$ – Werten ist eine Serizitisierung des Plagioklas begrenzt oder fehlt (Abb.29, 3.4.1 – 8). Hypersthendiorite zeichnen sich durch eine geringe bis fehlende Uralitisierung beider Pyroxene aus (3.4.6 – 1, vgl. auch Abb.54a – c). Biotit erscheint hier nur im Subsolidusbereich (3.4.7 – 3), wobei die Reequilibrierung von Ti – Fe – Oxyden deutlich begrenzt ist (4.4.3). Auch das Granitmagma konsolidierte $H_2O$ – untersättigt, worauf die nahezu gleichzeitige Kristallisation von Biotit und Alkalifeldspat hinweist (siehe 6.3.3 und Abb.30 + 60). Zudem sind Augit – Xenokristalle auch nahe des Kernbereiches des Granitkörpers nicht vollständig uralitisiert (Abb.55d).

Um die Anreicherung volatiler Komponenten während des Kristallisationsverlaufes in verschiedenen Faziestypen der Dioritsuite zu simulieren, wurden die aus Modalanalysen (Tab.IIa des Anhangs) umgerechneten Gewichtsanteile von Plagioklas, Augit ± Hypersthen und Biotit (Mittel aus Mikrosondenanalysen der Tab.IVa – e) vom Gesamtchemismus (Tab.IIIA) der Dioritproben ***OC – MD98***, ***CA – QMD152*** und ***BA – QMD352*** (Tab.Ia) sequentiell subtrahiert. Weil direkte

Analysen der Fluor – und $H_2O$ – Gehalte derzeit noch durchgeführt werden (s.u.), ist **vorerst** der *primäre "$H_2O$" – Gehalt des Magmas* als "Eigenwasser" unter Addition des Glühverlustes *Loss* (Tab.IIIa) und des Gewichtszuwachses bei der Oxydation von FeO – – > $Fe_2O_3$ angenommen.

Die folgende **Zusammenfassung** der Daten zu T, $x_{H2O}$ und $f_{O2}$, während des Kristallisationsverlaufes in Hypersthendiorit, Quarzdiorit und Granit (vgl. Phasenthermometrie in 4.2.4 – 2, 4.3.2, 4.4.1 – 2 und 4.4.3 sowie Liquidus – / Solidustemperaturen in 5.3/5.4) ist unter dem Vorbehalt gegeben, daß einige Komponenten dieser Systeme bisher nicht analytisch definiert wurden (z.B. $Fe^{3+}$ und {OH,F} in Biotit, vgl. 4.4.2). ***

Bei vollständiger Plagioklasfraktionierung (≦1050 – **1000**°C, $f_{O2}$ nahe **NNO**) steigt der Gehalt volatiler Komponenten (*"Wasser"*) in der Schmelze von initial **0.85** Wt% (*MD98*), **1.60** Wt% (QMD152) und **1.20** Wt% (*QMD352*) auf 1.75 Wt%, ***3.25*** Wt% und ***2.55*** Wt%. Nach Kristallisation von Oxydphasen hat die Restschmelze ($L_R$) im **Quarzmonzodiorit** – System (noch ca. 35 – **40**Vol% $L_R$ <850 – 800°C, bei $f_{O2}$ nahe MNO) bereits "stöchiometrische Wassergehalte" bezüglich Biotit angereichert und fraktioniert nun diese mafische OH – Phase. Dies senkt den "$H_2O$" – Gehalt in der $SiO_2$ – reichen Restschmelze (~ 70Wt% $SiO_2$) auf 3.15 bzw. 2.10 Wt% "$H_2O$". Dagegen reichert die Schmelzphase im **Hypersthendiorit** – System mit fortschreitender Pyroxenfraktionierung volatile Komponenten weiter an. So ist hier erst mit Beginn der Apatit – und Alkalifeldspat – Kristallisation (<900 – 850°C) bei $f_{O2}$ nahe MNO eine "$H_2O$" – Konzentration von **3.65**Wt% erreicht (nach Kristallisation von nahezu 75 – **80**% des Gesteinsvolumens). Die Bildung von Akf senkt jedoch die $K_2O$ – Aktivität in der relativ $SiO_2$ – armen Schmelze (~ 50Wt% $SiO_2$), so daß **Titan**biotit erst im Bereich des Solidus stabil wird (<800 – **750**°C, $f_{O2}$ auf NNO reduziert).

Innerhalb des **Quarzdiorits** reichert erst die Quarzkristallisation (bzw. die Bildung von Akf – Großkristallen <800 – 750°C im **Granit**) einen "stöchiometrischen" Minimalwasssergehalt ≧2 – 3 Wt% "$H_2O$" in der Restschmelze an (Volumenanteil noch ca. **10** – **15**Vol% $L_R$), entsprechend dem Gehalt volatiler Elemente in den **unterhalb 770 – 750°C** gebildeten Magnesio – Hornblenden ($f_{O2}$ nahe MNO). Bevorzugt in der "oxydierten", pelitkontaminierten **Randfazies leukokrater Quarzdiorite** kristallisierten nun *idiomorphe* Titanite mit Quarz im Bereich des Solidus (<700 – **680**°C, $f_{O2}$ zwischen **MNO** und **HM**). Das Wachstum retrograd gebildeter, aktinolithischer Amphibole (Am – II nach Opx) und Aktinolithe ($Am_x$, pseudomorph nach Augit) setzt sich noch bis weit in den Subsolidusbereich dioritischer Gesteine fort (<<550°C), wobei die Sauerstoffugazität wieder auf Pufferbereiche nahe **FMQ** (± quarzfreier Pyroxendiorit) bzw. **NNO** (Quarzdiorit und Normalfazies des Granits) reduziert ist.

---

*** Erste **Fluoranalysen des Gesamtgesteins** ergaben folgende Werte (Sept. 1986):

**320** ppm (*OC – D278* : "Abgeschreckte" Monzodiorit – Randfazies; vgl. Abb.7).
**570** – **860** ppm (11 Monzodiorite und Quarzmonzodiorite, Normalfazies).
**1270** ppm (Quarzdiorit *BA – QMD108* : Alkalisierte Hybridfazies Quarzdiorit/Granit; vgl.Abb.84a – c).
**770** – **310** ppm (Granite *x – GD123* – – – > *GD273f* : Cpx – kontaminierte Normalfazies – – – > Leukogranit).

# KAPITEL V: GESAMTGESTEINS – GEOCHEMIE

## 5.1 RÖNTGENFLUORESZENZ – ANALYTIK

99 aufbereitete Gesamtgesteinsproben** wurden mittels Röntgenfluoreszenz (RFA) am *Mineralogisch – Petrologischen Institut der Universität Bonn* unter Leitung von Prof.S.HOERNES analysiert; ihm möchte ich für seine freundliche Kooperation besonders danken.

Bei den Analysen war eine halbautomatische *PHILIPS* – Röntgenfluoreszenzanlage mit Chromröhre eingesetzt. Die Impulsraten der an Schmelztabletten wellenlängendispersiv gemessenen, 10 Haupt – und 9 Spurenelemente wurden mit einem *APPLE II* – Mikrocomputer über ein Matrixkorrekturverfahren nach DE JONGH (1979) umgerechnet. Standardisiert ist gegen internationale Referenzproben des *U.S. Geological Survey* (USGS) und des *Geological Survey of Japan* (GSJ), unter Verwendung folgender Standards (FLANAGAN 1973):

| | | | |
|---|---|---|---|
| (1) | Andesit | AGV1 | (USGS) |
| (2) | Basalt | JB1 | (GSJ) |
| (3) | Basalt | BCR1 | (USGS) |
| (4) | Diabas | W1 | (USGS) |
| (5) | Granit | G2 | (USGS) |
| (6) | Granodiorit | JG1 | (GSJ) |
| (7) | Granodiorit | GSP1 | (USGS) |

Die nachstehende Tabelle gibt den Konzentrationsbereich der Eichgeraden und die mittlere Standardabweichung der gemessenen Elemente an (Gesamteisen als $Fe_2O_3$):

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | : | [52.50--72.30] | Ø=60.98 | ±0.25 Wt% |
| $TiO_2$ | : | [ 0.30-- 2.20] | Ø= 1.01 | ±0.03 Wt% |
| $Al_2O_3$ | : | [13.60--17.20] | Ø=15.03 | ±0.11 Wt% |
| $Fe_2O_3$ | : | [ 2.20--13.40] | Ø= 8.44 | ±0.08 Wt% |
| MnO | : | [ 0.03-- 0.20] | Ø= 0.11 | ±0.01 Wt% |
| MgO | : | [ 0.70-- 7.70] | Ø= 3.11 | ±0.05 Wt% |
| CaO | : | [ 1.90--11.00] | Ø= 5.45 | ±0.13 Wt% |
| $Na_2O$ | : | [ 2.10-- 4.30] | Ø= 3.25 | ±0.14 Wt% |
| $K_2O$ | : | [ 0.60-- 4.50] | Ø= 2.94 | ±0.08 Wt% |
| $P_2O_5$ | : | [ 0.10-- 0.50] | Ø= 0.25 | ±0.02 Wt% |

---

** Je nach Korngröße wurden 0.5 – 4 kg Probenmenge im Backenbrecher zerkleinert, 100g abgeteilt und 2 – 3min in einer Scheibenschwingmühle mit *WIDIA* – Einsatz pulverfein gemahlen.

**Abb.76:** Symbole der Geochemie – Proben in den Variationsdiagrammen der Abbildungen 77ff. und in den Tabellen II + III des Anhangs.
Einteilung der Gesteinstypen entsprechend Abschnitt 3.3 (Abb.21); vgl. auch 3.5.1 (Abb.51); zur geologischen Position der Proben siehe Abbildungen 20 + 90.

- Feinkörnige Magmatitfazies i.allg..

- Am-DIORIT ="Appinit" ($R61_{A+D}$ =RYCE & DAVIES 1979).

- Opx-Cpx- MONZODIORIT (Qz < 2.5Vol%; $B_{61}$ =STEPHENS & HALLIDAY 1984).
- Opx-Cpx- QUARZMONZODIORIT (Qz > 3Vol%).
- Cpx-Am- QUARZDIORIT (Cpx > 1.5Vol%).
- Bi-Am- QUARZDIORIT (Cpx < 1.5Vol%, Mafite < 20Vol%; $B_{58}$ =STEPHENS & HALLIDAY 1984).
- QUARZDIORIT mit QUARZIT-Xenolithen ("modified granodiorite 2"; $M_3$ =MUIR 1953b).
- QUARZDIORIT mit KARBONAT-Xenolithen ("augite syenite"; $M_5$ =MUIR 1953a).
- QUARZDIORIT-Kontaktfazies zu QUARZIT ("white granite"; $W_A$ =WALKER 1924).
- MIGMATIT (Quarzdiorit-Kontaktfazies zu Levenschiefern).
- PELIT-HORNFELS (Levenschiefer, kontaktmetamorph).

- GRANODIORIT (hybrider Monzogranit mit Cpx-Xenokristallen; $M_7$ =MUIR 1953a; $B_{59}$ =STEPHENS & HALLIDAY 1984).
- Granodiorit (kataklastisch; $H_{75}$ =HASLAM & KIMBELL 1981).
- MONZOGRANIT (Normalfazies).
- Monzogranit (hydrothermal überprägt; $B_{60}$ =STEPHENS & HALLIDAY 1984; $H_{135+154}$ =HASLAM & KIMBELL 1981).
- Feinkörniger LEUKOGRANIT ("microgranite"; Mafite < 4Vol%).
- Feinkörniger Monzogranit mit Sulfidmineralisation (HASLAM & KIMBELL 1981).
- RHYOLITH-Gänge.

- DIORITPORPHYRIT-Gänge.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Zr | : | [100-- 900] | Ø=254 | ±52 ppm |
| Sr | : | [180-- 660] | Ø=359 | ± 8 ppm |
| Rb | : | [ 20-- 185] | Ø=112 | ± 4 ppm |
| Ba | : | [160--1870] | Ø=866 | ±42 ppm |
| Ni | : | [ 5-- 140] | Ø= 41 | ± 1 ppm |
| V | : | [ 25-- 400] | Ø=171 | ±32 ppm |
| Co | : | [ 4-- 47] | Ø= 22 | ± 6 ppm |
| Zn | : | [ 35-- 120] | Ø= 79 | ±29 ppm |

Alle Analysen sind in den Tabellen IIIa – c des Anhangs aufgeführt. Die [Wt%] – Angaben beziehen sich jeweils auf die bei 110°C getrocknete Probe. "$H_2O^+$" als Glühverlust (*Loss*) und zweiwertiges Eisen (oxydimetrisch titriert, vgl. 4.2.1 – 2) wurden von Dipl.Chem. T.DORFNER am Münchner *Institut für Mineralogie und Petrographie* bestimmt. Erläuterungen zu den Gesteinssymbolen in Variationsdiagrammen (Abb.77ff.) sind in Abbildung 76 tabelliert.

## 5.2 GEOCHEMIE DER HAUPTELEMENTE: VARIATIONSDIAGRAMME UND I – / S – KLASSIFIZIERUNG

Im Diagramm $MgO/SiO_2$ (Abb.77) sind Analysen aller Ballachulish – Magmatite dargestellt. In die Regressionen der Abbildung 77 a wurden Appinite ($R61_A$, *350*), stark kontaminierte Quarzdiorite und Schollenmigmatite ($M_{3+7}$, $W_A$, *197 + 275*) ebenso wie kataklastisch oder hydrothermal überprägte Granite ($B_{60}$, $H_{75-180}$, Abb.76) und jüngere Dioritporphyrite (*8*) **nicht** einbezogen.

Die basischen Glieder der Intrusivsuite liegen auf einem weitgehend **linearen** Trend (*MD*, Abb.77a), der erst am Quarzdiorit – Ende *QD* leicht zu $SiO_2$ – reicheren Zusammensetzungen abbiegt. Ein **Hiatus** bei ~ 2 Wt% MgO/ 63 Wt% $SiO_2$ trennt den Monzogranit *MG* von der Dioritsuite. Mehrere **Hybridgranite** maskieren diese Lücke, darunter die Proben *x – GD56, x – QMD107 + 273* und *x – MG203.* Der Granittrend läßt sich nur durch exponentielle Regression optimal darstellen. Diese Entwicklungskurve läuft asymptotisch gegen die $SiO_2$ – Abszisse, wobei ein lokaler "Knick" bei ~ 0.5 Wt% MgO/ 72 Wt% $SiO_2$ in Abbildung 77a nicht dargestellt ist. Er markiert den Hiatus zwischen dem Monzogranit und dem aplitischen Mikrogranit (Abb.78).

Im AFM – Variationsdiagramm $Na_2O + K_2O$ – – $FeO_{tot.}$ – – $MgO$ = 100 Wt% (Abb.78a) ist ein typischer, scharfbegrenzter und nahezu linearen Kalkalkali – Trend erkennbar, auf dem alle Proben aus der **Normalfazies** der Diorithülle und des Zentralgranits liegen. Abweichungen zeigen, abgesehen von hydrothermal überprägten Granitproben und appinitischen Dioriten (darunter auch der Xenolith $352_B$), einige Quarzmonzodiorite (z.B. *158 + 185 + 190*) und Schollenmigmatite (*197 + 202*). Es resultiert ein diffuser Streubereich biotitreicher, pelit-kontaminierter Quarz(monzo)diorite in Richtung des schattierten Feldes der Rahmengesteinszusammensetzung (Pelite & Semipelite, PATTISON 1985). Bei

nahezu konstantem FeO/MgO – Verhältnis ist eine signifikante Eisenanreicherung auf dem Differentiationstrend von Ballachulish nirgends feststellbar. Im Gegensatz dazu führt der *FENNER* – Trend ozeanischer Tholeiitserien zu extremer Fe – Anreicherung in Silikatphasen (Hedenbergit – Fayalit – Fazies Skaergaard's, vgl. HESS 1976). Der Ballachulish – Trend ist nahezu identisch mit der idealisierten Differentiationslinie (*"line of liquid descent"*) orogener Kalkalkali – Serien nach DALY (1972). Dieser von Andesiten zu Rhyoliten (*97*) laufende *BOWEN* – Trend wird von einer relativ hohen Sauerstoffugazität begünstigt (nahe NNO, 4.4.3). Sie führt bereits früh (bei ~ 900°C) zur Fraktionierung von Ilmenit und $Fe^{3+}$ – reichem Titanomagnetit, **nicht** jedoch zum Aufbau eines Verteilungsgleichgewichtes Fe ≪ – ≫ Ti zwischen *Silikaten und Oxyden* (HAGGERTY 1976, S.140ff.; HESS 1976). So konnten in Ballachulish und Ben Nevis trotz des relativ differenzierten Chemismus beider Dioritsuiten extrem **magnesiumreiche**, nur **schwach zonare** Pyroxene kristallisieren ($En_{68-63}/En_{48-42}$ in Opx/Cpx, vgl. 4.2). Ihre Fe – Mg – Verhältnisse entsprechen den **stark zonaren** Pyroxenen der Bushveld – Gabbros, welche jedoch unter initialen $f_{O_2}$ – Bedingungen zwischen MW und FMQ fraktionierten (ROBINSON 1980).

Ebenso wie das AFM – Dreieck zeigt auch das Alkali – Variationsdiagramm $Na_2O - - K_2 - - CaO = 100Wt\%$ (Abb.78b) bei deutlich **linearer** Alkali – Anreicherung mehrere "Leerstellen" in der Verteilung zwischen der Vorläuferphase appinitischer Diorite und der **Monzodiorit**suite sowie zwischen der **Monzogranit** – Normalfazies und dem aplitischen Mikrogranit. Pelitkontaminierte Quarzdiorite (z.B. *141*) und die augitführende Mischfazies des Monzogranits (z.B. *107 + 273*) scheinen die beiden magmatischen Hauptphasen *Diorit* und *Granit* über einen breiten Bereich variabler Calcium – und Kaliumgehalte zu verbinden. Solche "hybriden" Magmatite (darunter auch $M_5$, *228 + 276*) sind ebenso wie die Kontaktmigmatite *197 + 202* in Richtung Ca – armer bzw. K – reicher Pelitzusammensetzungen verschoben. Dennoch ist die Streuung des Ballachulish – Diorittrends erheblich geringer als die Variationsbreite dioritischer Gesteine am Ben Nevis (HASLAM 1968, *Fig.3*). Ursache ist vermutlich der weitgehend "dachnahe" Anschnittbereich des Ben Nevis – Massivs mit seiner inhomogenen, oft feinkörnig – schlierigen und mit zahllosen Xenolithen durchsetzten Diorithülle. Hier entspricht Probe *BN20* aus der leukokraten Quarzdiorit – Randfazies in ihrem Chemismus den Kontaktmigmatiten aus Ballachulish.

Ausgehend von der Molfraktion $X_{ALK} = \{Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + 0.5 * CaO)\}$ im geotektonischen Klassifizierungsschema für Granitoide nach PITCHER (1982, S.21), nehmen die Magmatite des Ballachulish – Komplexes nicht ausschließlich die Position des "(Caledonian) I – Type" ein, da das Aluminium – / Kalkalkali – Verhältnis bereits innerhalb der Diorite stark variiert:
Die *ilmenitreiche* **Monzodiorit** – Normalfazies liegt mit $X_{ALK} = \{\mathbf{0.98 - 1.03}\}$ im Feld des meta – alumischen *"Caledonian I – type"* (vgl. auch STEPHENS &HALLIDAY 1984), während die Quarzmonzodiorite mit $\{\mathbf{1.03 - 1.10}\}$ zur Gruppe peralumischer, weitgehend durch Krustenanatexis entstandener *"S – type granitoids"* überleiten.

**Abb.77:** Variationsdiagramm MgO / $SiO_2$ der Magmatite von Ballachulish. Schema 77a zeigt interpolierte Trends der Typgesteine Monzodiorit (*MD*), Quarzdiorit (*QD*) und Monzogranit (*MG*). Erläuterungen aller Symbole in Abb.76.

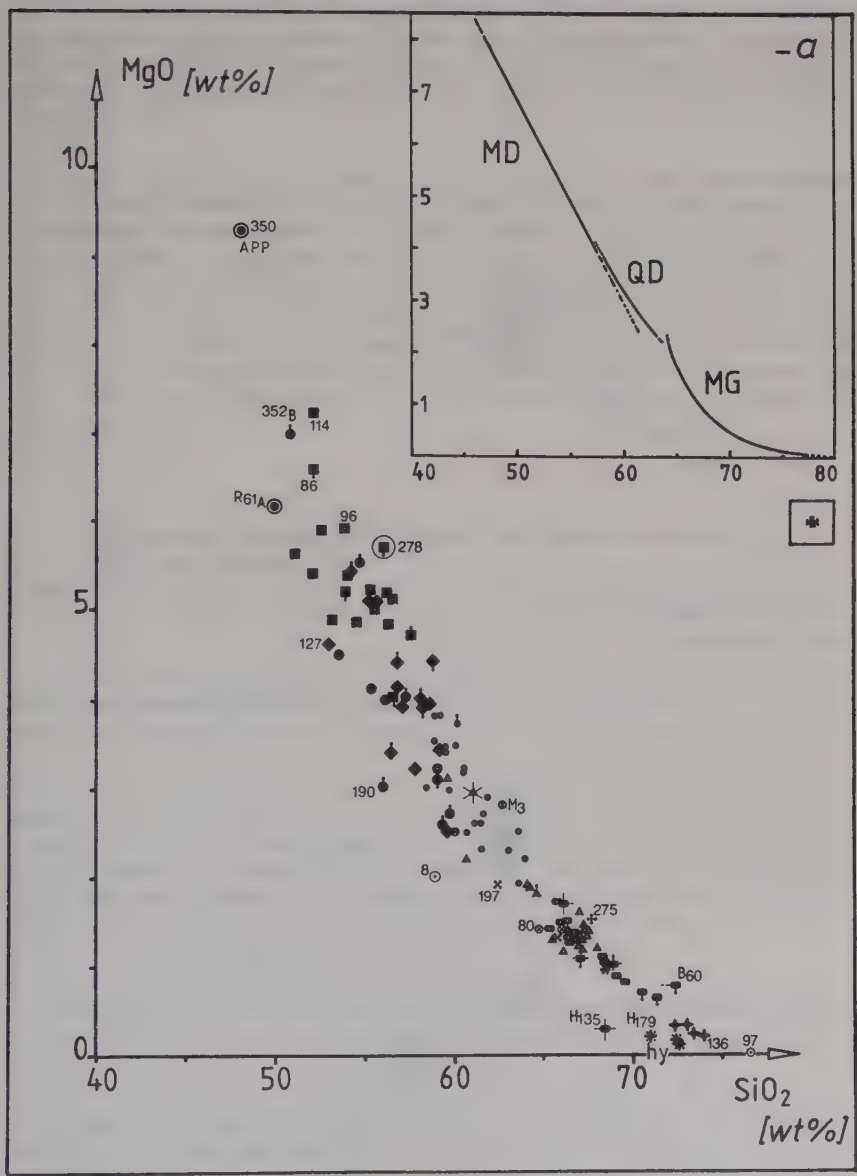
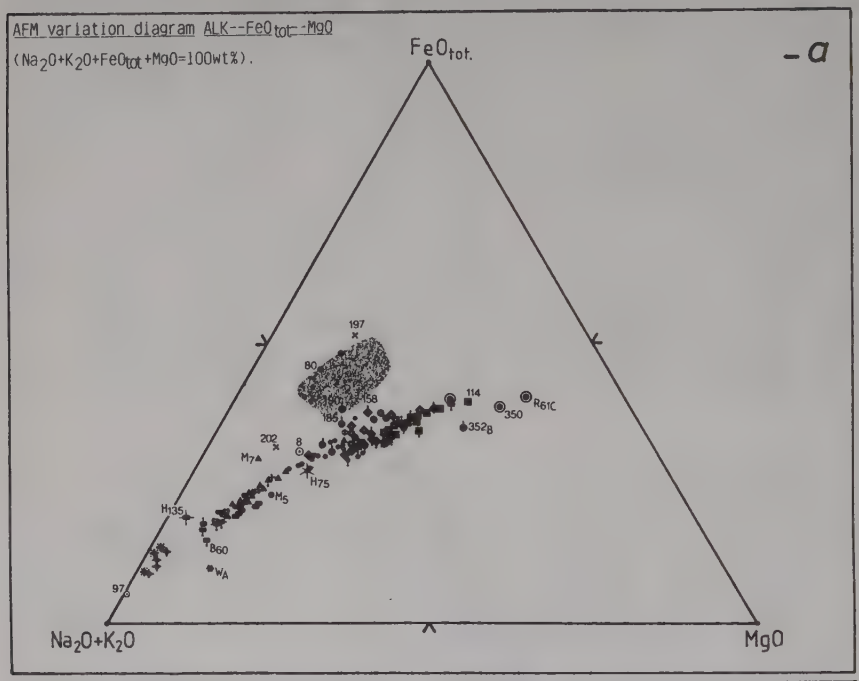


**Abb.78a + b:** AFM – und Alkali – Variationsdiagramme der Magmatite von Ballachulish. Erläuterungen aller Symbole in Abbildung 76 sowie im Text (5.2.1).



Dazu sind mit {1.10 – 1.25} auch der **Monzogranit** (mit typischen Akf – Großkristallen) und der *muskovitführende* Leukogranit zu zählen (XALK = {1.15 – 1.35}). Leukokrate Quarzdiorite (z.B. *261 – 267*) zeigen generell hohe Durchschnittsverhältnisse von XALK = {1.10 – 1.20}, die von Schollenmigmatiten noch übertroffen werden ({1.20 – 1.55}). Eine Gruppe mesokrater, z.T. hypersthenführender Diorite ist durch anomal erhöhte Werte charakterisiert XALK = ({1.10 – 1.20}, gegenüber ~ {1.00}). Zu dieser biotitreichen, feinkörnig – schlierigen "Hybridfazies" zählen z.B. die Proben *QD190, MD248, D249* und *QMD276.*

Trotz deutlicher *"S – type"* – Charakteristika (XALK{ > 1.05}) ist der **Monzogranit** wegen seiner niedrigen $^{87}/^{86}$Sr – Werte (0.70398) und der Cu – Mo – Vererzung in seinem Zentralbereich (HASLAM & KIMBELL 1981) nicht klar trennbar von der Granitoidgruppe des *"(Cordilleran) I – type"*, die ihre Genese einem andinotypen Magmatismus an einem instabilen Kontinentalrand verdankt. Hauptursache dieser Diskrepanzen könnte die hybride Mischung von granitoidem Material des S – Typs mit dioritischem Magma des I – Typs sein. In Ballachulish erfolgte sie vermutlich nicht nur *in – situ* (vgl. Abb.6 + 90 und 2.3), sondern möglicherweise bereits vor dem Aufstieg des Granitdiapirs im Grenzbereich von Unter – zu Oberkruste (siehe Kap. 6).

## 5.3 CIPW – NORMATIVKOMPONENTEN UND ABSCHÄTZUNG VON SOLIDUSTEMPERATUREN

### 5.3.1 CIPW – NORMATIVKOMPONENTEN

CIPW – Normminerale wurden mit dem BASIC – Programm *"GRNA – dat"* errechnet (A.WASSERMANN, siehe MÜLLER & BRAUN 1977). Die Resultate sind unter den geochemischen Analysen in Tab.IIIa – c des Anhangs aufgelistet.

Die modal ± quarzfreie Normalfazies der Hypersthendiorite (Qz < < 2.5Vol%) ist auch normativ quarzfrei, wobei 1 – 8 Wt% Olivin in der Norm erscheinen. Dagegen zeigt sich modal kein Olivin, bedingt durch die relativ hohe Alkali – Aktivität und Sauerstoffugazität nahe NNO. Nur die Proben *QD111 + D270* sind Nephelin – normativ (0.1 – 3.0Wt% ne). Dagegen sind alle Vertreter der Appinitsuite kritisch $SiO_2$ – untersättigt (hy – frei) und führen 0.7 – 7.2 Wt% Nephelin in der Norm (*350, 352$_B$, R61$_{A+C}$*).

Die Normalfazies des Monzogranits und der zentrale Aplitgranit führen normativen Korund (0.3 – 2.1Wt% c), während hybride Proben wo – normativ sind (0.3 – 1.6 Wt% wo).

Im Basaltsystem nach YODER & TILLEY (1962, *Fig.2*) liegt die Hauptphase der Ballachulish – Diorite erst jenseits des Alkalibasalt – Subtetraeders *di – ol – pl – ne* (mit den kritisch $SiO_2$ – untersättigten **Hornblende – Basaniten** der "appinitischen"

Vorläuferphase). Der *"Andesittrend"* von Ballachulish läuft über **Olivin – Tholeiite** (mesokrate Monzodiorite, im Subtetraeder *pl – di – ol – hy* ) und ± $SiO_2$ – gesättigte **Hypersthenbasalte** (entsprechend der Dreiecksfläche *pl – di – hy*, ± ol) bis in das $SiO_2$ – übersättigte **Tholeiit** – Subtetraeder *pl – q – di – hy* (Quarzdiorite). Im Gegensatz zum *"Nephelintrend"* der Appinitsuite charakterisieren solche *"silica – trends"* ***tholeiitische Ausgangsmagmen***. Sie wurden vermutlich bei einem Druck von weniger als 30kb generiert, da sich im System *Ne – – Fo – – $SiO_2$* die thermische Barriere Enstatit – – Jadeit bei Drucken unterhalb 20kb zugunsten der thermischen Schwelle Forsterit – – Albit abbaut (vgl. auch YODER & TILLEY 1962, S.508 + 509).

### 5.3.2 ABSCHÄTZUNG VON SOLIDUSTEMPERATUREN

In Abbildung 79 sind die CIPW – Normminerale *q + or + ab* der intermediären bis sauren Kalkalkalisuite von Ballachulish in das ternäre Residualsystem *$SiO_2$ – – Ab – – Or* = 100Wt% projiziert, welches von TUTTLE & BOWEN bei $P_{H_2O}$ = **3** kb kalibriert wurde (1958, *Fig.25* ). Entsprechende **Druckbedingungen** herrschten auch während der Intrusion des **Ballachulish – Komplexes** (vgl. 1.3.2 und Kap. 6; PATTISON 1985, MASCH & HEUSS – A. 1986). Bis auf wenige Ausnahmen liegt die Normalfazies der Hypersthendiorite direkt auf dem binären Minimum der Liquidus – und Soliduskurven (765°C bei $3kb_{H_2O}$; TUTTLE & BOWEN 1958, *Fig.17* ). Von dort erstreckt sich ein Streufeld mit Quarzmonzodioriten und Quarzdioriten auf einer Differentiationslinie bis in den mittleren Teil der thermischen Rinne zwischen binärem und ternärem Minimum ($T_L$ ~ 730°C). Die breite Streuung im $SiO_2$ – armen Teil des Trends wird vermutlich von retrograder Biotitkristallisation und plastischer Gesteinsdeformation kontrolliert (mit *"filter pressing"* alkalischer Restschmelzen; vgl. TINDLE & PEARCE 1981, S.196). Unterhalb der Liquidus – Isotherme für 740°C wirkt sich eine Fraktionierung von Alkalifeldspat ± Quarz in der Suite *Quarzdiorit – ≫ Monzogranit – ≫ Leukogranit* aus. Sie scheint aber – – – speziell beim Monzogranit – – – nur begrenzt und diskontinuierlich, wie der Hiatus zwischen der Normalfazies des Granits und dem feinkörnigen Leukogranit zeigt. Dieser "Mikrogranit" liegt direkt auf der kotektischen Linie nahe des ternären Minimums $M_3$ für 3 $kb_{H_2O}$, so daß die gleichzeitige Kristallisation von Alkalifeldspat und Quarz bereits im Bereich von 700 – 680°C zu erwarten ist. Bei isobarer **Kristallfraktionierung** wandert die Zusammensetzung der Restschmelze direkt in das thermische Minimum $M_3$ für 3kb, in dem mit 665°C die Temperatur des $H_2O$ – gesättigten Solidus erreicht ist (JOHANNES 1985, *Fig.2.1* ). Somit scheint der "kotektische" Chemismus der (nicht hydrothermal überprägten) Leukogranitproben nahe des ternären 3kb – Minimums einen lithostatischen Druck bei **3** – 2kb zu bestätigen (vgl. PATTISON 1985, MASCH & HEUSS – A. 1986), da geringere Drucke (< 2.5 – 2kb) die kotektischen Linien und die ternären Minima zu deutlich albitärmerer Zusammensetzung verschieben (Abb.79, $M_2 + M_1$ ).

**Abb.79:** CIPW – Normminerale der Magmatite von Ballachulish ($q + ab + or =$ 100Wt%), projiziert in das System $Qz - - Ab - - Or - - H_2O$.

Die Temperaturen der $H_2O$ – gesättigten Liquidus – Isothermen [°C] gelten für $P_{H_2O} = 3$ kb (TUTTLE & BOWEN 1958). Die Temperatur des ternären Minimums $M_3$ liegt bei 665°C für 3 kb (JOHANNES 1985). Erläuterung der Gesteinssymbole in Abbildung 76.

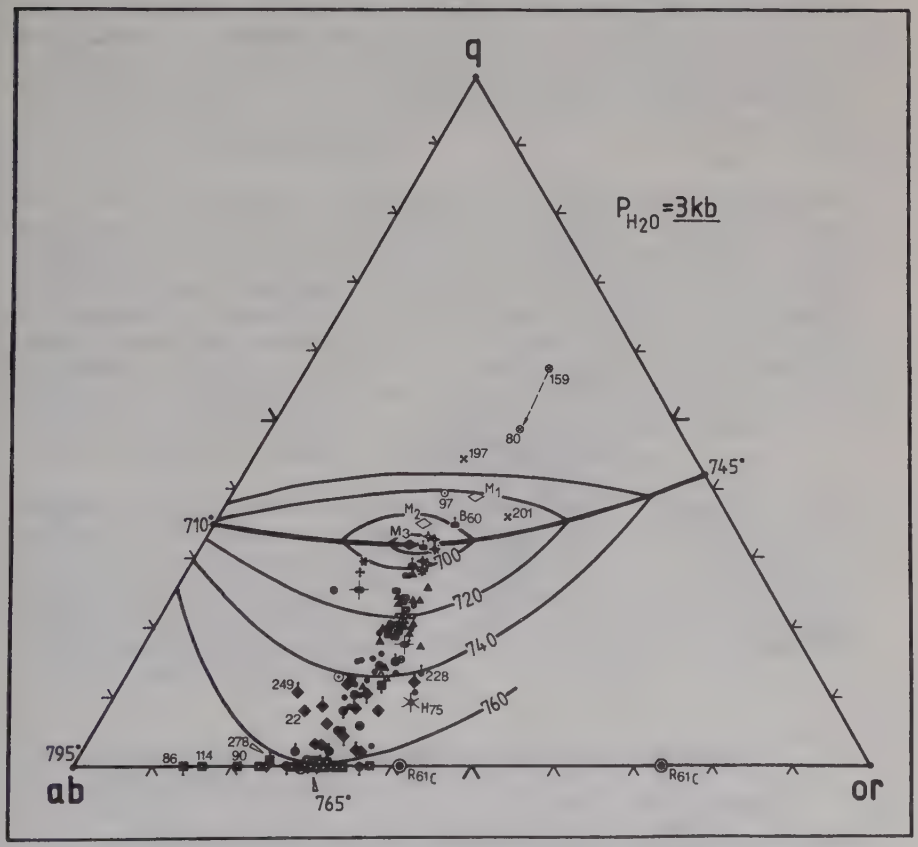
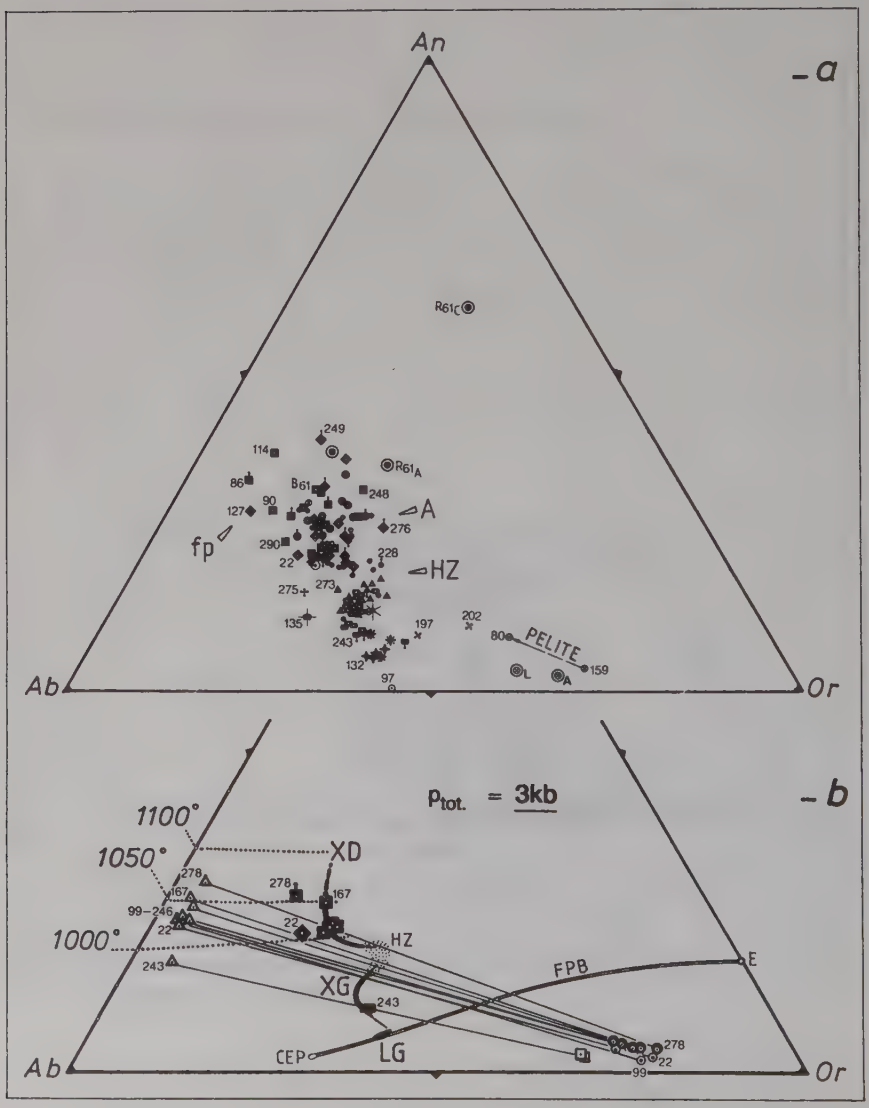


**Abb.80a:** CIPW – Normminerale der Magmatite von Ballachulish, projiziert im System $Ab + Or + An = 100$Wt%. Erläuterung der Gesteinssymbole und Abkürzungen in Abbildung 76´ bzw. im Text (5.4.1).
**Abb.80b:** Zusammensetzungen koexistierender Feldspatpaare *Plg* – – *Akf* im System $Ab + Or + An = 100$ Wt%. Schematisch dargestellt sind die Kristallisationstrends der Dioritsuite (*XD*) und des Granits (*XG*) mit der Hybridzone *HZ*. Der feinkörnige Leukogranit (*LG*) liegt auf der 2 – Feldspat – Phasengrenze *FPB* zwischen dem binären Eutektikum (*E*) und dem ternären kritischen Endpunkt ("Minimum" *M*). Die FPB – Kotektikale und die punktierten [°C] – Isothermen für $P_{H_2O} = 3$kb wurden nach den Daten von YODER et al. (1957) extrapoliert.



Im Gegensatz zu den Resultaten WINKLER's (1979) zeigte JOHANNES (1984, 1985), daß im Granitsystem *Qz--Or--Ab--An--$H_2O$* die Temperatur des **Solidus** selbst bei Zumischung relativ hoher Anorthitanteile (30-60Mol% im Plg) nur um **weniger als 10-20°C** steigt, während die Liquidustemperatur um etwa 50°C zunimmt. Wenn man die Plagioklaszusammensetzungen der Ballachulish-Magmatite (Abb.23) in das T/ $X_{An}$ -Diagramm JOHANNES' bei P=3 $kb_{H_2O}$ projiziert (1984, *Fig.4* ), resultiert eine Korrektur der Solidustemperatur um **+10°C** für q-freie Hypersthen-Monzodiorite (30Mol% $An_{ss}$ im Plg) und um **+5°C** für Monzogranite (15-25Mol% $An_{ss}$ im Plg).

Bei Kombination dieser T/ $X_{An}$ -Daten mit den Temperaturen des binären und ternären Minimums im System *Qz--Ab--Or* bei **3** $kb_{H_2O}$ (Abb.79; TUTTLE & BOWEN 1958, JOHANNES 1985) lassen sich die **Solidustemperaturen** im quarzfreien Monzodioritsystem bei **770 ±10°C** fixieren. Auch quarzführende Hypersthendiorite mit <2.5 Vol% Qz führten bei dieser Temperatur vermutlich nur noch weniger als **5** Vol% Restschmelze (vgl. Abb.22+44; 4.3, 4.5), waren also bereits weitestgehend konsolidiert.

Dies gilt nur unter der **Voraussetzung** thermodynamischer Gleichgewichtsbedingungen, einer $H_2O$-Sättigung der Restschmelze im Bereich des Solidus (4.5) sowie der Annahme, daß die Anreicherung refraktärer Oxyde (z.B. TiO, MnO) in der Restschmelze nur begrenzt ist (Einbau in Ilmenit, 4.4). Zudem sollte die Kristallisation der *Phasen* Apatit und Biotit ±Amphibol eine frühzeitige **Fixierung** volatiler *Komponenten* bewirken ($P_2O_5$, Alkalien, Fluor). Diese Stabilisierung von OH-Mafiten (gegenüber Erzphasen) bei geeigneter Sauerstoffugazität kompensiert die Anreicherung volatiler Komponenten im Monzodioritsystem. Hier könnten Apatit und Biotit als "Fluorpuffer" eine drastische Senkung der Solidustemperaturen verhindern (JOHANNES 1985, S.57-59).

Dagegen liegt die Solidustemperatur des Ca-armen **Leukogranits** nur bei 670 ±10°C (3.5-4Wt% *an* im System, Ø=15Mol% $An_{ss}$ im Plg). Wie aplitische Textur und Spurenelementverteilung ausweisen (5.5), muß hier allerdings ein Verlust volatiler Komponenten berücksichtigt werden (*"rapid loss of fluids"*, vgl. TINDLE & PEARCE 1981, S.206). Daher fraktionierte die kotektische Restschmelze nicht bis in das ternäre Minimum, sondern kristallisierte vermutlich bereits nahe **690-680°C** bei $P_{H_2O} < P_{tot.}$.

### 5.3.3 ISOBARES D.I. / T -DIAGRAMM: PHASENSTABILITÄT UND SOLIDUSTEMPERATUREN

Um die für quarzfreie Diorite und hochdifferenzierte Leukogranite ermittelten Solidustemperaturen auch auf Quarzmonzodiorite und Hybridgranite (mit variablem, komplexem Chemismus) zu extrapolieren und bei $P_{H_2O} = P_{tot.} = 3$ kb die untere Stabilitätsgrenze salischer Mineralphasen (Plg, Akf, Qz) in diesen Gesteinen abzuschätzen, wurde versucht, möglichst alle bisher publizierten **Schmelzexperimente natürlicher und synthetischer Magmatite** im "Mitteldruck-

bereich" von 2 – 5 $kb_{H_2O}$ zusammenzustellen. Solidustemperaturen $T_S$ sowie Phasenstabilitätskurven sind auf einen Druck von **3kb**$_{H_2O}$ extrapoliert und in Abbildung 81 tabelliert. Neben einer Abschätzung des $f_{O_2}$ – Pufferbereiches sind auch der Differentiationsindex ***D.I.*** (THORNTON & TUTTLE 1960) und der CIPW – normative Anorthitgehalt ***AN**** als Funktion von Alkali – Aktivität und Ca – Gehalt dieser Systeme aufgelistet (*AN** + q + or + ab = 100Wt%).

Das **Konzept eines isobaren Temperatur – / D.I. – Diagramms** wurde bereits von PIWINSKII & WYLLIE (1968, *Fig.11* ), Mc DOWELL & WYLLIE (1971, *Fig.12* ) und PIWINSKII (1973b, *Fig.5* ; 1975, *Fig.6* ) benutzt, um die Stabilität gesteinsbildender Mineralphasen und die Variation der Solidustemperatur als Funktion des Bauschchemismus verschiedener Gesteinssysteme unter konstanten Versuchsbedingungen darzustellen ($P_{H_2O} = P_{tot.}$, $f_{O_2}$ = const.). So erfolgte die Konstruktion der *"phase – **out**"* – Kurven in Abbildung 82a unter der Annahme, daß das Gestein mit dem jeweils größeren Differentiationsindex einer höheren Fraktionierungsstufe entspricht.

Abbildung 82a faßt die Literaturdaten q – normativer Magmatite zusammen: Hier wurden Liquidus – und Solidustemperaturen mit dem BASIC – Programm *"Polyfit"* über Polynome 3. – 5.Grades interpoliert und in Form geglätteter Kurven maximaler Temperaturstabilität (*"out"* – Kurven) als Funktion des Differentiationsindex isobar dargestellt ($p_{H_2O}$ = 3kb). Da die Sauerstoffugazität in vielen dieser Schmelzexperimente bei *"water excess"* nicht über definierte Oxydpuffer kontrolliert wurde (sondern z.T. über mafische Silikatphasen und Fe – Ti – Oxyde der jeweiligen Probe *intern* gepuffert ist), liegt $fO_2$ in diesen Fällen nur annähernd im Bereich **NNO** – – HM. Dies erklärt die mit ±50°C hohe Streubreite des $f_{O_2}$ – **kritischen** Biotit – Liquidus *BI* (WONES & EUGSTER 1965). Ebenso wie das Biotit – Stabilfeld erweitert sich auch der Stabilitätsbereich des Olivins *OL+* (in basischen Magmatiten, D.I. <30 – 40) mit steigendem $f_{O_2}$ um nahezu +100°C (MW – > NNO), während die Temperaturstabilität der Kalkalkali – Hornblenden *AM* in Tonaliten und Granodioriten bei $p_{H_2O} = p_{tot.}$ weniger von der Sauerstoffugazität als vom Ca – Gehalt des Systems abhängt (vgl. NANEY 1983, S.1023). Ähnlich der *"Amphibol – out"* – Kurve zeigt auch der Plagioklas – Liquidus im Feld *Diorit/ Tonalit* – – *Granodiorit* (D.I. = 50 – 75) eine nur geringe Streuung, abgesehen von zwei Granodioritproben (Nr.26 + 27 in Abb.81, s.u.).

Der Differentiationsindex *D.I.* (= q + or + ab + lc + ne + ks aus der CIPW – Norm, ohne an) und der normative Anorthitgehalt *AN** sind im D.I. – Intervall 20 – 95 streng linear miteinander korreliert (r = 0.97; ±2.9Wt% AN*), wobei die Aktivität von $SiO_2$ und Alkalien mit steigender Differentiation zunimmt und CaO ±$Al_2O_3$ – Gehalte des Systems linear reduziert werden (Abb.82b; vgl. THORNTON & TUTTLE 1960, D.I./ CaO in *Fig.13* ). Ausnahmen bilden **syenitische** Gesteine, in denen Alkalien und volatile Komponenten überproportional angereichert sind (darunter auch Barium und Fluor). Liquidustemperaturen dieser Gesteine blieben in Abbildung 82a unberücksichtigt, da die in Syeniten enthaltenen Alkali – Amphibole und *albitreichen* Plagioklase eine

besonders niedrige thermische Stabilität zeigen, und auch der Solidus meist um 10 – 20°C gesenkt ist. Affinitäten zu "syenitischen" Systemen zeigen neben dem *Leukogranit 272* (Nr.12 in Abb.81, mit anomal niedriger Solidustemperatur) auch die beiden obenerwähnten Granodioritproben, deren AN* – Gehalt mit 22 – 24 Wt% bei D.I. = 58.6 – 64.0 unterdurchschnittlich ist (vgl. Abb.81a + b). Dies erklärt die mit 840 – 865°C *niedrige* Stabilitätstemperatur der "anomal" sauren Plagioklase in beiden Proben (*PLG(a)*, ~ $An_{20}$), gegenüber den sonst für tonalitisch – dioritische Gesteine charakteristischen, intermediären Plagioklasen (*PLG(im)* mit $An_{40-50}$). Die Temperaturstabilität von Alkalifeldspat steigt mit zunehmend ternärem Chemismus des Alkalifeldspats in **granitischen** Systemen (*AKF(t)* in Rhyolithen mit D.I. ~ 90), während die Quarzstabilität mit sinkender $SiO_2$ – Aktivität in tonalitischen Systemen leicht erhöht zu sein scheint.

Im D.I. / AN* – Diagramm der Abbildung 82c sind alle **Magmatite des Ballachulish – Komplexes** dargestellt. Wie in den Alkali – und AFM – Dreiecken und im Granitsystem ist auch hier ein durch hybride Granitproben (Dreiecke) überdeckter Hiatus zwischen Quarzdiorit und Monzogranit bei D.I. = 75 erkennbar, während innerhalb der Granitsuite nur das D.I. – Intervall 87 – 90 nicht belegt ist. Alle **Granit**proben liegen auf der durchgezogenen "Normalverteilungsgeraden" *Tonalit – – Granodiorit – – Granit* (Abb.82b). Bedingt durch Assimilationsprozesse, Hybridisierung und plastische Deformation von Plagioklas – Adkumulaten durch *"filter pressing"*, zeigt der Diorittrend zwar eine breite Streuung (vgl. Abb.79), doch erscheint speziell die quarzfreie **Normalfazies** der Hypersthen – Monzodiorite (Quadrate) in Richtung des gestrichelten "Syenittrends" verschoben (*Sy* in Abb.82b). Somit läßt sich die Phasenpetrologie der modal und normativ **quarzfreien**, *"syenitischen"* Monzodiorite nicht direkt auf Quarzmonzonite, Quarzdiorite und alkaliarme Tonalite extrapolieren.

Nur ein einziges der 50 publizierten Schmelzexperimente bezieht sich auf einen q – freien **Pyroxendiorit** (*"Syenodiorite 130A"*; ROBERTSON & WYLLIE 1971b, S.551 + 552). Er stammt aus einem jungkaledonischen Intrusivstock der nordamerikanischen Appalachen und ist petrographisch und geochemisch weitgehend identisch mit der quarzfreien Normalfazies des Hypersthendiorits von Ballachulish.

Die Solidustemperatur $T_S$ dieses in Abbildung 82a eingetragenen Augit – Monzodiorits (*SD130A*) liegt mit 755 ± 10°C deutlich höher als $T_S$ von Quarzdioriten im gleichen D.I. – Bereich (51.3 – 53.2) und entspricht im Rahmen der Fehlergrenzen auch den in Abschnitt 5.3.2 abgeleiteten Solidustemperaturen der q – freien Monzodiorite von Ballachulish (770 ± 10°C; D.I. = 55; AN* = 22Wt%). Aus Tabelle 81 und Abbildung 82a lassen sich die Solidustemperaturen auf ± 15°C bei 3 $kb_{H_2O}$ für ***appinitische Basanite*** (**800**°C bei D.I. ~ **35 – 40**), ***Quarzmonzodiorite*** (**685**°C bei D.I. = **58 – 63**), leukokrate ***Quarzdiorite*** (**680**°C bei D.I. = **67 – 73**), ***Monzogranite*** (**680**°C bei D.I. = **79 – 81**) und den aplitischen ***Leukogranit*** (**675**°C bei D.I. = **91**) extrapolieren.

**Abb.81:** Zusammenstellung der Stabilitätstemperaturen gesteinsbildender Mineralphasen in [°C] bei $P_{H_2O} = 3$ kb, abgeleitet aus Schmelzexperimenten (Literaturdaten, siehe rechts und Abb. 82a).

| Nr. | Gesteinstyp | ✱ ✡ Ol | ◆ ◇ Opx | ■ □ Opx | ● Am | ▼ Plg | ○ Bi | ▲ Akf | ✦ Qz | Puffer | D.I. | AN⁺ | Tg | Literatur |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1: | THOLEIIT | x-890 | x-950 | ---- | p)1100 | 870 | ----- | --- | --- | FMQ | 35.0 | 40 | 800 | HELZ, 1976. |
| 2: | Olivin-THOLEIIT | p)1100 | x-890 | ---- | p)1150 | 895 | ----- | --- | --- | FMQ | 19.5 | 55 | 850 | dto . |
| 3: | dto . | x-950 | x-940 | ---- | 930 | 895 | ----- | --- | --- | HM | 19.5 | 55 | 850 | dto . |
| 4: | ALKALIBASALT | p)1000 | x-930 | ---- | p)1000 | 845 | ----- | --- | --- | FMQ | 29.8 | 46 | 800 | dto . |
| 5: | syth. GRANODIORIT | ------ | ----- | 890<br>-780 | 880<br>-755 | 925 | 825 | 675 | 700 | HM-NNO | 72.5 | 21 | 665 | NANEY, 1983. |
| 6: | GRANODIORIT 27 | ------ | ----- | ---- | p)900 | 830 | p)900 | 705 | 700 | NNO | 73.2 | 17 | 665 | ROBERTSON & WYLLIE, 1971. |
| 7: | GRANODIORIT 766 | ------ | ----- | ---- | 950 | 910 | 830 | 690 | 725 | HM-NNO | 76.6 | 16 | 685 | PIWINSKII & WYLLIE, 1968. |
| 8: | GRANODIORIT 779 | ------ | ----- | ---- | 955 | 915 | 835 | 690 | 735 | HM-NNO | 70.6 | 20 | 685 | dto . |
| 9: | GRANODIORIT 768 | ------ | ----- | ---- | p)900 | p)900 | 830 | 695 | 735 | HM-NNO | 68.8 | 22 | 690 | dto . |
| 10: | TONALIT 1213 | ------ | ----- | ---- | 1005 | 950 | 855 | 695 | 740 | HM-NNO | 55.0 | 28 | 695 | dto . |
| 11: | TONALIT 751 | ------ | ----- | ---- | 1005 | 955 | 850 | --- | 740 | HM-NNO | 49.3 | 38 | 730 | dto . |
| 12: | LEUKOGRANIT /272 | ------ | 6667@ | ---- | 655 | 700 | ----- | 690 | 685 | NNO | 97.5 | 0 | 640 | MC DOWELL & WYLLIE, 1971. |
| 13: | ANDESIT | p)1050 | 990 | 1000 | 930 | 960 | ----- | --- | --- | FMQ | 52.9 | 31 | --- | EGGLER, 1972. |
| 14: | QUARZDOLERIT 3 | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | --- | --- | ------ | 35.6 | 39 | 820 | YODER & TILLEY, 1962. |
| 15: | THOLEIIT 7 | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | --- | --- | ------ | 23.4 | 53 | 850 | dto . |
| 16: | Olivin-THOLEIIT 14 | 1140<br>-940 | 1110<br>-915 | ---- | 940 | 890 | ----- | --- | --- | NNO | 21.1 | 54 | 790 | dto . |
| 17: | HAL -BASALT 16 | 1110<br>-1000 | 1070<br>-1000 | ---- | 1010 | 990 | ----- | --- | --- | NNO | 24.1 | 61 | 870 | dto . |
| 18: | ALKALIBASALT 20 | 1120<br>-970 | 1050<br>-935 | ---- | 1010<br>1015 | 925 | 890 | --- | --- | NNO<br>FMQ | 27.3 | 48 | 840 | dto . |
| 19: | OXY-HAWAIIT 23 | ------ | 1050<br>-880 | ---- | 940 | 950 | 890 | --- | --- | NNO | 36.8 | 40 | 820 | dto . |
| 20: | THOLEIIT | 1050 | 1000 | 945 | 965 | 945 | ----- | --- | --- | MW | 24.1 | 52 | 840 | SPULBER & RUTHERFORD, 1983. |
| 21: | Olivin-THOLEIIT | 1045 | 985 | ---- | 970 | 1025 | ----- | --- | --- | MW | 19.1 | 62 | 875 | dto . |
| 22: | RHYOLITH A | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | 795 | 685 | NNO | 88.4 | 3 | 680 | GIBBON & WYLLIE, 1969. |
| 23: | RHYOLITH B | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | 790 | 685 | NNO | 89.9 | 3 | 680 | dto . |
| 24: | RHYOLITH C | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | 710 | 685 | NNO | 91.6 | 0 | 675 | dto . |
| 25: | RHYOLITH D | ------ | ----- | ---- | ------ | ----- | ----- | 705 | 725 | NNO | 92.7 | 3 | 680 | dto . |
| 26: | GRANODIORIT A | ------ | ----- | ---- | 960 | 865 | ----- | 695 | 705 | NNO | 58.6 | 22 | 690 | dto . |
| 27: | GRANODIORIT B | ------ | ----- | ---- | 990 | 840 | 860 | 705 | 710 | NNO | 64.0 | 24 | 690 | dto . |
| 28: | Qz-MONZONIT C | ------ | ----- | ---- | 920 | 770 | 785 | 705 | 690 | NNO | 86.0 | 6 | 675 | dto . |
| 29: | Qz-MONZONIT D | ------ | ----- | ---- | 910 | 740 | ----- | 695 | 700 | NNO | 88.6 | 5 | 680 | dto . |
| 30: | GRANODIORIT 102 | ------ | ----- | ---- | 945 | 865 | 785 | 690 | 715 | HM-NNO | 69.2 | 19 | 685 | PIWINSKII, 1973b. |
| 31: | GRANODIORIT 103 | ------ | ----- | ---- | 935 | 840 | 730 | 690 | 710 | HM-NNO | 71.6 | 18 | 675 | dto . |
| 32: | Bi-GRANIT 104 | ------ | ----- | ---- | ------ | 690 | 695 | 680 | 695 | HM-NNO | 93.1 | 5 | 665 | dto . |
| 33: | TONALIT 101 | ------ | ----- | ---- | 955 | 930 | 855 | 700 | 750 | HM-NNO | 56.9 | 31 | 690 | dto . |
| 34: | ANDESIT | ------ | ----- | ---- | 920 | ----- | ----- | --- | --- | FMQ | 52.5 | 33 | --- | VEBLEN, 1982 . |
| 35: | Qz-DIORIT 510 | ------ | ----- | ---- | 985 | 930 | 835 | --- | 755 | HM-NNO | 53.2 | 32 | 685 | PIWINSKII, 1973a. |
| 36: | Qz-DIORIT 126 | ------ | ----- | ---- | 945 | 920 | 770 | 685 | 735 | HM-NNO | 58.9 | 30 | 680 | dto . |
| 37: | Qz-MONZONIT 1B | ------ | ----- | ---- | ------ | 780 | 735 | 675 | 710 | HM-NNO | 85.0 | 11 | 675 | dto . |
| 38: | Qz-DIORIT 2-1 | ------ | ----- | ---- | 965 | 960 | 885 | --- | 850 | HM-NNO | 51.3 | 36 | 690 | dto . |
| 39: | GRANODIORIT 6-2 | ------ | ----- | ---- | ------ | 755 | 835 | 680 | 730 | HM-NNO | 81.0 | 12 | 675 | dto . |
| 40: | Qz-DIORIT 109 | ------ | ----- | ---- | 950 | 915 | 790 | 695 | 770 | HM-NNO | 63.2 | 21 | 690 | PIWINSKII, 1974. |
| 41: | GRANODIORIT 4 | ------ | ----- | ---- | 955 | 900 | 815 | 690 | 735 | HM-NNO | 64.2 | 25 | 685 | dto . |
| 42: | Qz-DIORIT 321B | ------ | ----- | ---- | 930 | 885 | 815 | 695 | 730 | HM-NNO | 67.4 | 23 | 690 | dto . |
| 43: | Minimum M /3kb | ------ | ----- | ---- | ------ | 665 | ----- | 665 | 665 | ------ | 100 | 0 | 665 | TUTTLE & BOWEN, 1958. |
| S1: | SYENIT 34B | ------ | p)900 | ---- | 910 | 800 | p)900 | 765 | 690 | NNO | 66.8 | 15 | 665 | ROBERTSON & WYLLIE, 1971. |
| S2: | SYENIT 102 | ------ | p)900 | ---- | p)900 | 835 | p)900 | 785 | 675 | NNO | 65.4 | 8 | 670 | dto . |
| S3: | SYENODIORIT 130 | ------ | p)900 | ---- | p)900 | 865 | p)900 | 780 | 765 | NNO | 52.5 | 21 | 755 | dto . |
| S4: | SYENIT 26005 | p)900 | p)900 | ---- | 740 | 760 | p)900 | 800 | 665 | NNO | 70.0 | 3 | 665 | MC DOWELL & WYLLIE, 1971. |
| S4: | SYENIT 26135 | p)900 | p)900 | ---- | ------ | 835 | 785 | 835 | 710 | NNO | 73.4 | 10 | 710 | dto . |
| S5: | SYENIT 26443 | p)900 | x-800 | ---- | ------ | 785 | ----- | 765 | 680 | NNO | 84.1 | 4 | 680 | dto . |
| S6: | ALK-SYENIT /303 | ------ | (735) | ---- | p)900 | 740 | ----- | 710 | 645 | NNO | 84.9 | 0 | 640 | dto . |

ZAHLEN GEBEN TEMPERATUREN DER PHASEN-STABILITÄTSGRENZEN IN (°C) bei $P_{H_2O} = 3$ kb.

Abkürzungen:

AN⁺ : CIPW-normativer Anorthitgehalt des Systems (AN⁺+AB+OR+Q=100 Wt %).
D.I.: Differentiationsindex (THORNTON & TUTTLE, 1960); D.I.=Q+OR+AB+LC+NE+KS (Wt % aus CIPW-Norm).
Pufferbereiche ($f_{O2}$ steigend ): WM (Wüstit--Magnetit)
FMQ (Fayalit--Magnetit--Quarz)
NNO (Nickel--Nickeloxyd)
HM (Hämatit--Magnetit).
p) : Obere Stabilitätsgrenze nicht ermittelt ("phase still present").
r : Korrelationskoeffizient.
$T_g$ : Solidustemperatur ($3Kb_{H_2O}$).
x- : Untere Stabilitätsgrenze (für Ol, Cpx).
y : Standardabweichung.

Regressionsfunktionen (POLYFITS 3.-5. Grades):

| | Am | Plg | Bi | Akf | Qz | Tg |
|---|---|---|---|---|---|---|
| M : | (3) | (3) | (3) | (5) | (4) | (5) |
| y : | ±30°C | ±45°C | ±25-35°C | ±25°C | ±25°C | ±15°C |
| r : | 0.79-0.86 | 0.79 | 0.62-0.73 | 0.40 | 0.55 | 0.95 |

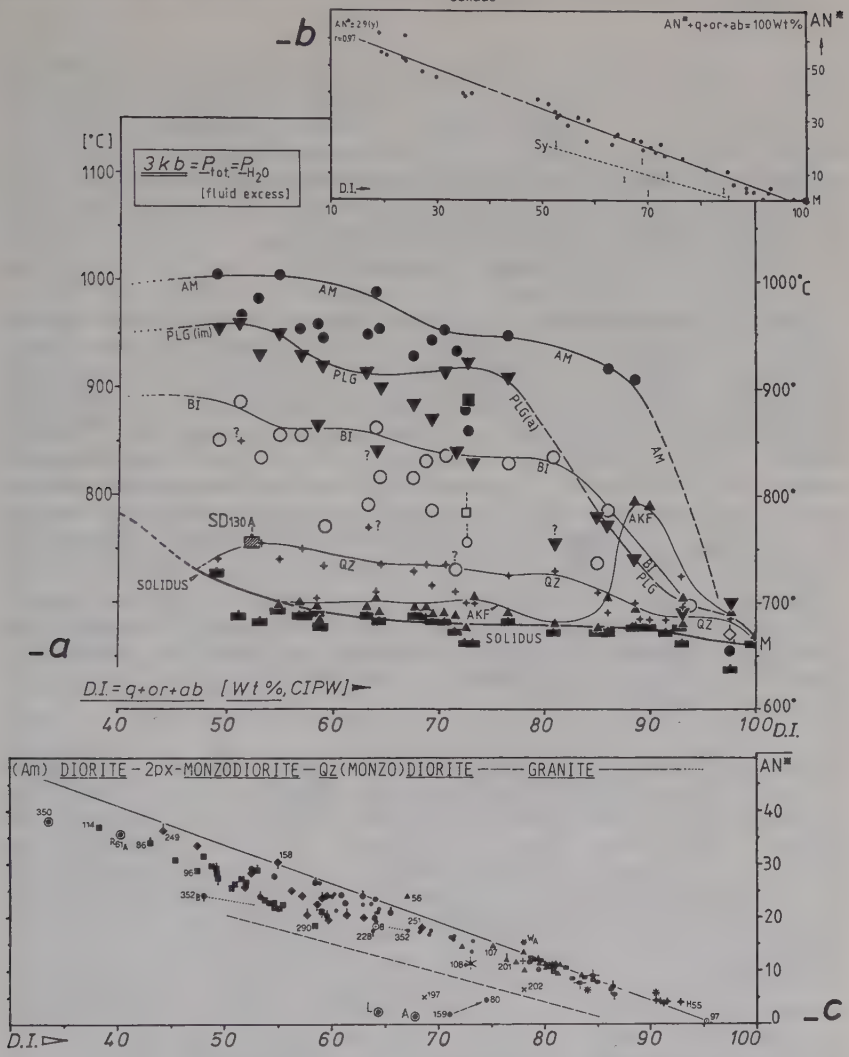



**Abb.82a:** Isobares Temperatur – / D.I. – Diagramm mit Stabilitätskurven (*"out"*) gesteinsbildender Mineralphasen bei $P_{H_2O}$ = 3 kb (Literaturdaten, vgl. Abb.81; D.I. >40, Pufferbereich NNO – – HM). Erläuterung der Symbole in Abb.81, oben).

**Abb.82b:** Korrelation des Differentiationsindex mit dem CIPW – normativen AN* – Gehalt (AN* + q + or + ab = 100Wt%) verschiedener Gesteinssysteme (Literaturdaten; *Sy* = Syenittrend).

**Abb.82c:** Magmatite des Ballachulish Complex, dargestellt im T – / AN* – Diagramm (vgl. Abb.82b). Erläuterung der Gesteinssymbole in Abbildung 76.

Ausführliche Erklärungen zu Abbildungen 82a – c im Text (5.3.3).

## 5.4 LIQUIDUSTEMPERATUREN UND PYROXENSTABILITÄT

### 5.4.1 LIQUIDUSTEMPERATUREN DER FELDSPÄTE IN MODELLSYSTEMEN BEI $P_{H2O} = 3$ kb

Abbildung 80a zeigt das ternäre Feldspatsystem *Ab – – Or – – An*, in das die CIPW – Normminerale der Magmatite von Ballachulish projiziert wurden (ab + or + an = 100Wt%). In Abbildung 80b ist der ***wahrscheinliche*** Verlauf der 2 – Feldspat – Phasengrenze *FPB* zwischen den Liquidusflächen von Plagioklas und Alkalifeldspat für $P_{H_2O} \sim 3$ kb schematisiert, wobei Daten von TUTTLE & BOWEN (1958, *Fig.64*) und YODER et al. (1957, *Fig.41*) zugrundegelegt wurden. Die 2 – Feldspat – Phasengrenze erreicht bei Hypersolvus – Wasserdrucken von weniger als **4.2** kb nicht die binäre Basislinie Ab – – Or, sondern läuft in einem *"kritischen Endpunkt" CEP* bereits im ternären Bereich aus (HENDERSON 1984). Diese Minimum – ähnlichen Phasenbeziehungen bei "niedrigem" Druck kontrastieren mit den eutektischen Verhältnissen bei $P_{H_2O} > 4.2$ kb (YODER et al. 1957): Hier können *"Subsolvus – Granitoide"* nach Fraktionierung zonierter Altplagioklase im Mittel – und Endstadium fraktionierter Kristallisation noch **zwei** *ternäre* Alkalifeldspäte aus der Restschmelze ausscheiden (HESS 1976, S.137).

Schmelzexperimente an granodioritisch – dioritischen Gesteinen (PIWINSKII 1973a + b, 1974) zeigen im Druckbereich von 3 – 5 $kb_{H_2O}$ eine Abnahme der Liquidustemperatur intermediärer Plagioklase ($An_{30-50}$) von 30 – 35°C pro Kilobar. Wenn man diese PT – Korrektur auf das Plagioklassystem *Ab – – An – – $H_2O$* bezieht (JOHANNES 1984, *Fig.8*) und eine Verschiebung des binären Eutektikums Or/An um ca. 5 Wt% zu An – reicherer Zusammensetzung bei der Druckzunahme berücksichtigt, resultiert neben einer Erhöhung der Liquidustemperatur von Plagioklas auch eine geringe Reduktion der ternären Or – Mischbarkeit (vgl. TUTTLE & BOWEN 1958 gegenüber YODER et al. 1957). In Abbildung 80a ist eine Partie der Plg – Liquidusoberfläche, auf der **quarzfreie** Hypersthendiorite liegen (Quadrate), mit Isothermen in [°C] konturiert. Ihr *theoretischer* Verlauf für $P_{H_2O} = 3$ kb ist hier punktiert dargestellt.

Wie petrographische Kriterien (3.4.2/4/5) sowie thermometrische und geochemische Daten ausweisen (4.5.2), kristallisierten die Magmatite von Ballachulish weitestgehend unter Bedingungen der $H_2O$ – **Untersättigung**, wobei allenfalls im Bereich des Solidus eine freie wässrige Gasphase mit Restschmelze koexistierte. Somit repräsentieren die hier für $P_{H_2O} = 3$ **kb** abgeleiteten Liquidustemperaturen *theoretisch* eine absolute **thermische Untergrenze** des Kristallisationsbeginns salischer Mineralphasen in Gesteinen dieses Intrusivkomplexes. Im ol – normativen Monzodioritsystem variiert die Liquidustemperatur für Plagioklas von 1050 – 1000°C, sinkt jedoch in Gesteinen mit freiem Quarz drastisch ab. Eine An – Korrektur der Liquidus – Isothermen des Systems *Qz – – Ab – – Or – – $H_2O$*

(Abb.79) über die Daten von JOHANNES (1984, *Fig.4*), entsprechend der Plg – Zusammensetzung in **quarzführenden** Gesteinen (Abb.73 + 74), erlaubt eine *theoretische* Abschätzung des Kristallisationsbeginns von Plagioklas mit 800 – 790°C in Quarzmonzodioriten ($An_{50-40}$ in *QMD152 + 228 + 352*) und mit 760 – 730°C innerhalb der Granitsuite ($An_{25-15}$ in *GD123 + 243*). Diese aus Modellsystemen extrapolierten Temperaturen liegen generell **über** den aus Schmelzexperimenten natürlicher Gesteine ermittelten Liquidustemperaturen (Abb.82a): Hier variiert der Plagioklas – Liquidus von ~ 950°C (Diorit) über ~ 875°C (Quarzdiorit) bis ~ 775°C (Granit). Diese Diskrepanz scheint jedoch gering, berücksichtigt man die relativ hohen Fehlergrenzen (**± 20 – 50°C**, vgl. PIWINSKII & WYLLIE 1968, GIBBON & WYLLIE 1969) sowie die experimentellen Probleme, welche durch inkongruentes Schmelzen und die träge Reaktionskinetik in hochviskosen, $SiO_2$ – reichen Schmelzsystemen aufgeworfen werden (vgl. YODER et al. 1957, TUTTLE & BOWEN 1959, NANEY & SWANSON 1980).

Das in Abbildung 80b dargestellte System *Ab – – Or – – An* = 100 Wt% zeigt die Phasenbeziehungen ternärer Feldspatpaare (Mikrosondenanalysen der Abb.71 – 74, projiziert in Gewichtsanteilen), die CIPW – normative Bauschzusammensetzung der zugehörigen Gesteinsproben und die schematisierten Kristallisationstrends der Suiten *"Diorit"* und *"Granit"* (Normalfazies). Gezeichnet sind nur die "Hochtemperatur" – Konoden **koexistierender** Feldspatpaare, die vermutlich **gleichzeitig** aus einer (Rest)Schmelze kristallisierten. Während kinetisch "gestrandete" Mesoperthite und optisch homogene Alkalifeldspat – Kryptoperthite in den $H_2O$ – untersättigten Magmatiten von Ballachulish noch teilweise stabil blieben (3.4.2 – 5), muß mit einer weitgehenden Subsolidus – Reequilibrierung des Plagioklas gerechnet werden (4.3.2). Dabei wird am "Plagioklasende" eine **Verlängerung** der Feldspatkonode in Richtung Or – ärmerer Zusammensetzungen durch Or – Reequilibrierung begünstigt, was jedoch nur eine geringe Neigungsänderung der Konode zur Folge hat (Rotation bzw. Kippung zu albitreicherem Plg – Chemismus). Entsprechend dem Solvusdiagramm in Abbildung 71a könnte ein bei ~ 950°C kristallisierter Plagioklas der Molfraktion $Ab_{62}\ An_{26}\ Or_{12}$ bei Abkühlung auf ~ 650°C zu $Ab_{72}\ An_{25}\ Or_3$ reequilibrieren (korrespondierende Gewichtsanteile: $Ab_{60}\ An_{24}\ Or_{16}$ – – > $Ab_{70}\ An_{23}\ Or_7$).

Die qualitative Interpretation von Phasenbeziehungen und Kristallisationsverlauf bleibt hiervon unberührt: In allen Dioriten kristallisiert **Plagioklas** als Liquidusphase vor Alkalifeldspat. Die Streubreite des Diorittrends (Abb.80a) ist vermutlich bedingt durch plastische Deformation im spätmagmatischen Stadium (*"filter pressing" fp*) und durch Pelitassimilation (*A*, mit *scheinbarer* Or – Anreicherung durch Biotitbildung). Wie der **oberhalb** der Feldspat – Konoden liegende, An – reichere Bauschchemismus aller Hypersthendiorite, ein relativ **kurzer, jedoch stark gekrümmter Kristallisationstrend** *XD* dieser Gesteinssuite und ein begrenzter bis fehlender Plagioklas – Zonarbau in den quarzfreien Dioriten ausweisen (Abb.80b), dominierte im Monzodioritsystem eine **Gleichgewichtskristallisation** über Kristallfraktionierungsprozesse (vgl. HESS 1976, S.137). Dies scheint jenseits der Hybridzone *HZ* auch für das Granitsystem zu gelten (Trend *XG*), wobei in der porphyrischen Normalfazies bereits frühzeitig Alkalifeldspat und

Plagioklas koexistierten (*GD243*). Mit fortschreitender Gleichgewichtskristallisation reicherte sich im Zentrum des Granitdiapirs eine alkalische Restschmelze an. Aus diesem kotektischen Magma *LG* auf der Zweiphasengrenze *FPB* nahe des Minimums *CEP* bildete sich der zentrale Leukogranitstock unter ±gleichzeitiger Kristallisation von saurem Oligoklas, Alkalifeldspat und Quarz (vgl. Abb.79).

### 5.4.2 PYROXENSTABILITÄT IN MODELLSYSTEMEN

Nach dem Verfahren von NIELSEN & DRAKE (1979) wurden mit dem BASIC – Programm *"Pyrmelt"* Pyroxen – Schmelzgleichgewichte für die Normalfazies – Proben *MD98 + 167 + 224* und den feinkörnigen Hypersthendiorit *D278* errechnet, nach Subtraktion durchschnittlicher Pyroxenzusammensetzungen vom Bauschchemismus dieser Diorite (vgl. 4.5). Die Modellrechnungen der Gleichgewichte Pyroxen – – Schmelze im **$H_2O$ – freien System bei 1 bar** ergeben Liquidustemperaturen von 1180 – 1160 ±20°C für salischen Klinopyroxen und 1160 – 1150 ±20°C für Hypersthen in der Monzodiorit – Normalfazies, gegenüber 1195°C (Cpx) und 1140°C (Opx) in der "abgeschreckten" Randfazies (*D278*). Die $X_{Fe}$ – Verhältnisse dieser Modellpyroxene liegen bei 0.11 – 0.15 (Cpx) und bei 0.14 – 0.18 (Opx). Eine Druckkorrektur für **3 kb** nach LINDSLEY (1983) verschiebt die Modelltemperaturen um +10°C (Cpx) bzw. um +15°C (Opx) nach oben. Dies korrespondiert mit der Druckabhängigkeit des "trockenen" Opx – Liquidus um ~ 15 – 20°C zwischen Atmosphärendruck und 3kb im Andesitsystem (EGGLER 1972, *Figs.2 + 3*). Da Analysen volatiler Komponenten {$H_2O$, $CO_2$, F} noch nicht vorliegen, wird ***vorläufig*** der Glühverlust (*Loss*, Tab.IIIa), kombiniert mit der Gewichtszunahme durch Oxydation von FeO zu $Fe_2O_3$, als magmatischer "$H_2O$" – Gehalt im Monzodioritsystem von Ballachulish angenommen. Dieser "Eigenwassergehalt" bewegt sich von 0.85 Wt% (*MD98, D278*) über 1.1 Wt% (*MD224*) bis zu 1.4 Wt% (*MD167*), entsprechend einem Durchschnittswert von **~ 1 Wt%**. Bezüglich des Differentiationsindex und der $H_2O$ – Löslichkeit in der Schmelze vergleichbare andesitische Systeme (D.I. = 52 – 55) zeigen bei einem $H_2O$ – Gehalt 1 Wt% /L gegenüber dem "trockenen" Opx – Liquidus eine Senkung der Gleichgewichtstemperatur um **50 – 70°C** bei 3kb (EGGLER 1972, vgl. auch EGGLER & BURNHAM 1973). Unter vergleichbaren Bedingungen würde die Kristallisation von Plagioklas bei **1150 – 1180°C**/ 1Wt% $H_2O$ einsetzen, während der $H_2O$ – gesättigte Plg – Liquidus hier bei 950 – 960°C liegt (vgl. 5.4.1 und Abb.82a).

Selbst bei Berücksichtigung hoher Fehlergrenzen bei der Ermittlung von Liquidustemperaturen (±50°C) und der Wassergehalte in der Schmelze (±0.5Wt% $H_2O$/ L) resultiert eine Diskrepanz zwischen den geothermometrisch abgeschätzten Bildungstemperaturen der Pyroxene des Monzodiorits (~ **1050** – 1020°C für Hypersthen, ~ 1050 – 970°C für Augit, vgl. Abb.69) und den Px – Liquidustemperaturen in vergleichbaren Modellsystemen: Bei P = 3 kb und

1 Wt% $H_2O$ in der Schmelze liegt $T_L$ hier bei **1140 – 1120** °C für Opx (EGGLER 1972) und bei **1130 – 1120** °C für Opx – – Cpx (NIELSEN & DRAKE 1979). Während die Temperaturdifferenz bei **Klinopyroxen** noch auf magmatische Kornentmischung und Subsolidus – Reequilibrierung bezogen werden könnte (4.2.4 – 1), läßt sich der Opx – Liquidus des Modellsystems nur durch unrealistisch hoch erscheinende $H_2O$ – Gehalte in der Schmelze (2 – 3Wt%; vgl. 4.5.2) um **50 – 80°C** senken, um mit den geothermometrischen Daten zu korrespondieren.

### 5.4.3 PLAGIOKLASSTABILITÄT IN MODELLSYSTEMEN

Da Plagioklas ± gleichzeitig mit den Pyroxenen kristallisierte (3.4.4 – 3, 3.4.5 – 3, Abb.57 + 58), sollte seine Liquidustemperatur nahe 1050 – 1100°C liegen ($P_{H_2O} << P_{tot.} = 3kb$, ~ 1Wt% $H_2O$ in der Schmelze gelöst). Dagegen liefern die Modellsysteme *Ab – – Or – – An – – $H_2O$* (YODER et al. 1957) und *Andesit* (EGGLER 1972, EGGLER & BURNHAM 1973) mit 1000 – 1050°C ($P = P_{H_2O}$) und 1130 – 1170°C (1Wt% $H_2O$ /L) unrealistisch hoch erscheinende Werte. Falls das silikatische System wie in den vorliegenden Fällen entweder Fe/Mg – frei ist oder die Aktivität von FeO und MgO nicht ausreicht, um Si – O – Bindungen in der Schmelze aufzubrechen, können sich bereits im Hochtemperaturbereich inselförmige Gerüststrukturen stabilisieren (NANEY & SWANSON 1980, S.651). Wenn diese "Domänen" eine kritische Keimgröße überschreiten, kann sich das Stabilitätsfeld salischer Mineralphasen (hier: Plagioklas) gegenüber mafischen Mineralphasen (hier: Klinopyroxen) trotz der trägeren Plg – Kristallisationskinetik deutlich erweitern. Im umgekehrten Fall zeigt NANEY (1983, S.1025), daß bei **hohen** $CaAl_2Si_2O_8$ – und **(Fe,Mg)O – Aktivitäten** FeO, MgO und CaO (± $Al_2O_3 + H_2O$) vorwiegend in **Klinopyroxen** (bzw. Hornblende) fraktionierten, während Plagioklas hier erst **200°C** unterhalb seiner Gleichgewichtstemperatur erscheint. In den von EGGLER (1972) und EGGLER & BURNHAM (1973) untersuchten andesitischen Laven des Paricutin und des Mount Hood ist jedoch bei variablen CaO – Gehalten (Molfraktion = 0.070 – 0.120) die Aktivität von FeO + MgO deutlich **reduziert** (Molfraktion = **0.108**), verglichen mit den Monzodioriten von Ballachulish (CaO = 0.070 – 0.090, {FeO + MgO} = **0.140 – 0.150**). Dies erklärt die isobare Erhöhung des Klinopyroxen – Liquidus von 1030 auf 1070°C im **Ca – reicheren** Mount Hood – Andesit (3kb, 1Wt% $H_2O$ /L), während der **Orthopyroxen** – Liquidus für 2 Wt% $H_2O$ mit 1180 – 1190°C ± **konstant** bleibt. Mit steigenden Temperaturen und zunehmender $H_2O$ – Untersättigung verschiebt sich das CaO – Verteilungsgleichgewicht *Cpx < – – > Plg < – – > L* wegen der in der Andesitschmelze initial relativ niedrigen (FeO + MgO) – Aktivität zugunsten von Plagioklas. Dies bedingt seine "anomal" hohe Temperaturstabilität in Fe – / Mg – freien, synthetischen Systemen bzw. in Fe – / Mg – armen, natürlichen Andesitsystemen.

### 5.4.4 INTERPRETATION DER LIQUIDUSDATEN AM BEISPIEL DES ORTHOPYROXENS

Wie in den vorhergehenden Abschnitten abgeleitet wurde, sind die aus **andesitischen** Systemen ermittelten Liquidustemperaturen von Klinopyroxen und Plagioklas bezüglich des ***realen*** Kristallisationsverlaufs in der **Monzodioritzone** nicht als relevant anzusehen – – – im Gegensatz zur **Gleichgewichts**temperatur des **Orthopyroxens**. Diese liegt bei einem Druck von 3 kb um ca. **50 – 80°C** über der geothermometrisch abgeschätzten Bildungstemperatur der Hypersthene von Ballachulish, unter Voraussetzung eines initialen $H_2O$ – Gehaltes von ~ **1 Wt%** in der Schmelze (5.4.2).

Dies deutet auf eine mögliche **Unterkühlung des Dioritmagmas** kurz nach seiner Platznahme hin, wobei Hypersthene (und Augite?) unterhalb ihrer Gleichgewichtstemperatur ***metastabil*** kristallisierten. Ebenso wie Orthopyroxen (Abb.40b) weist auch **Plagioklas** einen deutlich ***gestreckten*** Habitus auf (Abb.22), möglicherweise aufgrund einer relativ geringen Schmelzunterkühlung $T_L - T_X \leqq 50°C$ (NANEY & SWANSON 1980, S.647 – 649). Unter solchen Bedingungen bilden sich *zahlreiche* Mineralkeime in *homogener* Verteilung. Die **gleichkörnige**, nichtporphyrische Textur der Monzodiorit – Normalfazies (Abb.19b) setzt eine weitgehend *konstante* Wachstumsrate bei der Bildung von Andesin, Hypersthen und Augit voraus (vgl. auch 3.4.2 – 1).

Cpx – ummantelte Hypersthene (Abb.43; $T_X$ ~ 900°C für Opx in *MD99*) in der **Randfazies** Monzodioritzone sind Produkte eines mehrstufigen, z.T. ebenfalls metastabilen Kristallisationsverlaufs (*"multistep undercooling"*; NANEY & SWANSON 1980, S.645 + 650). In solchen Dioritpartien muß ebenso wie in der "abgeschreckten Randfazies" (*D278*, Abb.7 + 40a) mit einer extremen Schmelzunterkühlung in der Größenordnung von **200 – 300°C** gerechnet werden (vgl. 3.4.4 – 1):
Bezogen auf den Chemismus der Ballachulish – Dioritprobe *D278*, erreicht die Gleichgewichtstemperatur von Augit bzw. Hypersthen im $H_2O$ – freien Modellsystem 1195 bzw. 1140°C (berechnet für 1bar nach NIELSEN & DRAKE 1979). Dem entspricht eine Liquidustemperatur $T_L$ von **1140** bzw. **1080°C** bei **3** kb (für ~ **1** Wt% $H_2O$ in der Schmelze). Da die tatsächliche Kristallisationstemperatur $T_X$ **820** bzw. **800°C** vermutlich nicht übersteigt (Abb.69), läßt sich in dieser Zone bei hoher, z.T. **diskontinuierlicher** Abkühlungsrate (Cpx – ummantelter Opx) eine maximale Schmelzunterkühlung $T_L - T_X$ mit **320 – 280** ± 50°C abschätzen.

## 5.5 GEOCHEMIE VON NEBEN – UND SPURENELEMENTEN

### 5.5.1 VARIATIONSDIAGRAMME

Das Variationsdiagramm *Rb – – Ba – – Sr* nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) ist in Abbildung 83 dargestellt. Sowohl Monzodiorite als auch Granite belegen das Feld *II "normaler"* Diorite, Quarzdiorite und Granodiorite (EL BOUSEILY & EL SOKKARY 1975, *Fig.1* ). Beide Intrusivsuiten sind hinsichtlich ihrer Rubidium – Gehalte klar getrennt (vgl. auch Abb.84a) und folgen einem ± linearen Differentiationsverlauf parallel zur Basislinie Sr – – Ba des ternären Variationsdiagramms. Dies spiegelt die Abnahme von **Strontium** während der Differentiation wieder, da Calcium im Plagioklas und Kalium im Alkalifeldspat durch Strontium ***gekoppelt*** ersetzt werden, während **Barium** nur Kalium substituiert. Die charakteristische Rubidium – Anreicherung im Granit scheint in erster Linie eine Funktion des gegenüber den Dioriten höheren Alkalifeldspat – Gehaltes zu sein. Dagegen läßt sich eine Rb – Anreicherung in leukokraten Quarzdioriten und in feinkörnigen, pelitkontaminierten Dioriten gegenüber der Pyroxendiorit – Normalfazies (Quadrate) auf die höheren **Biotit** – Gehalte dieser "hybriden" Diorite beziehen.

In den Abbildungen 84 + 85 sind Verteilungsmuster (*x* ) der Elemente Rb, K/Rb, Ti, Zr, Ba und Sr gegen den Differentiationsindex *D.I.* (THORNTON & TUTTLE 1960) aufgetragen. Im Kästchen unterhalb des jeweiligen Elementsymbols ist der Meßfehler als doppelte Standardabweichung abgeschätzt (5.1). Mit Ausnahme der Appinite *350 + 352*$_B$, des Dioritporphyrits *8*, xenolithführender Magmatite und hydrothermal mineralisierter oder kataklastisch überprägter Granitoide (vgl. Abb.76) wurden die beiden Analysengruppen ***Diorit*** und ***Granit*** (Tab.IIIa – c des Anhangs) mit dem BASIC – Programm *"Polyfit"* über Polynome 5.Grades als *D.I./x* – Funktion verarbeitet und in Form zweier Magmentrends *schematisch* dargestellt. In jedem Diagramm ist die Elementvariation bei der Kontaktanatexis durch den Verlauf eines kurzen Trends im D.I. – Bereich 70 – 80 symbolisiert (Andalusit – Cordierit – Hornfels *159* – – ➤ *teilgeschmolzener* And – Hornfels *80* – – ➤ Schollenmigmatit *202* ).
Die **Rubidium** – Verteilung (Abb.84 a) erlaubt ebenso wie die Zr – und Sr – Diagramme (s.u.) eine klare Trennung der beiden Magmatittypen *Diorit* und *Granit.* Eine Rb – Anomalie im intermediären Teil des Diorittrends charakterisiert hybride Mesodiorite der östlichen Kontaktfazies (z.B. *QMD276* ), die durch Pelitassimilation modifiziert wurden. Ursache ist der hohe Rb – Verteilungskoeffizient zwischen Biotit und Schmelze (TINDLE & PEARCE 1981, *Tab.2* ), der einen um den Faktor **9 – 10** höheren Rb – Einbau im **Biotit** gegenüber koexistierendem Alkalifeldspat bedingt ($K_{D\,(bi)} \sim 3.25$, $K_{D\,(akf)} \sim 0.35$). Analog der extremen Rb – Anreicherung bei der Kontaktanatexis (*MIG202* ) verursacht auch die Pelitassimilation durch leukokrate Quarzdiorite (ebenso wie die hybride Mischung dieser Gesteine mit jüngerem Granitmaterial, z.B. *x – QMD273* ) eine deutliche Rb – Zunahme (entlang des Schemaprofiles *HYBRIDIZATION* ).

**Abb.83:** Magmatite des Ballachulish Igneous Complex, projiziert im Variationsdiagramm *Rb – – Ba – – Sr* (nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY 1975). Erläuterung der Gesteinssymbole in Abbildung 76.

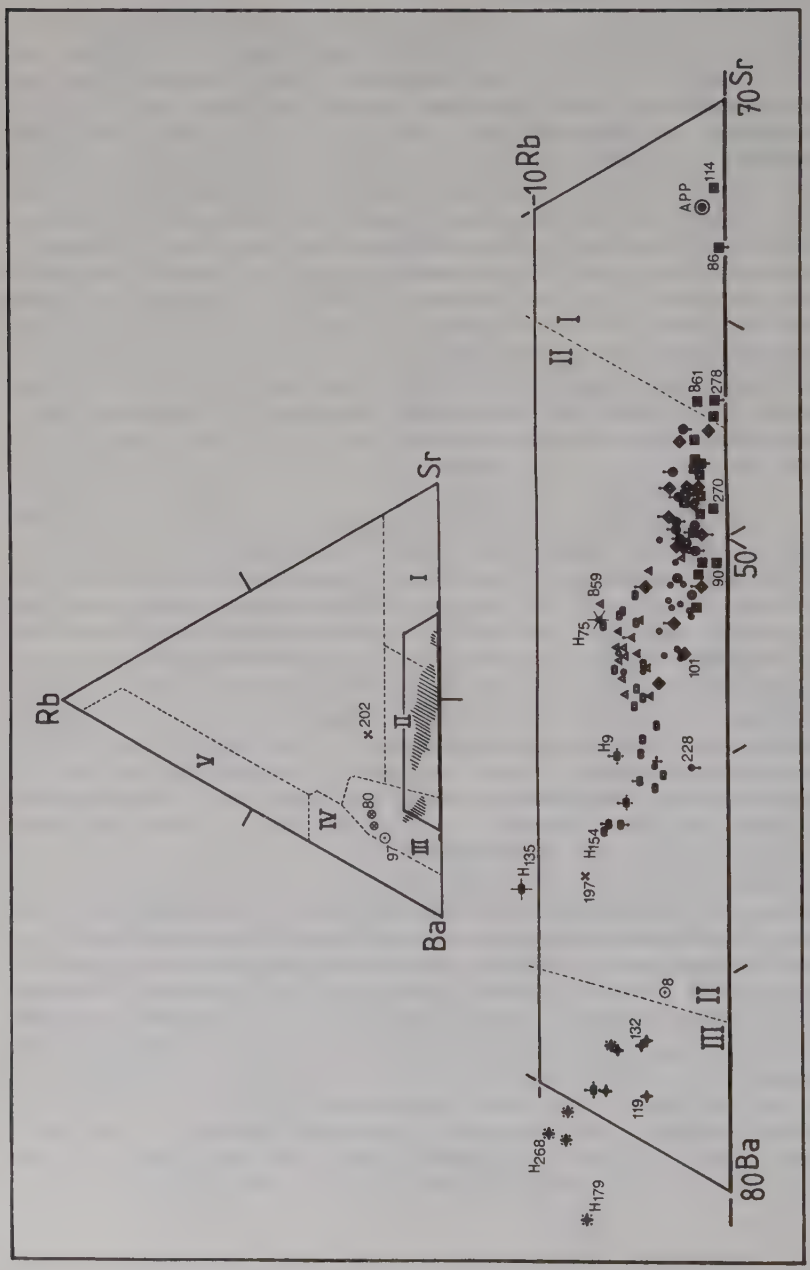


**Abb.84a – c:** Verteilungsmuster von Rubidium (84 a), K / Rb (84 b) und Titan (84 c) über die Dioritsuite und den Monzogranit des Ballachulish Complex, aufgetragen als Funktion des Differentiationsindex *D.I.* (THORNTON & TUTTLE 1960). Erläuterung der Gesteinssymbole in Abbildung 76.

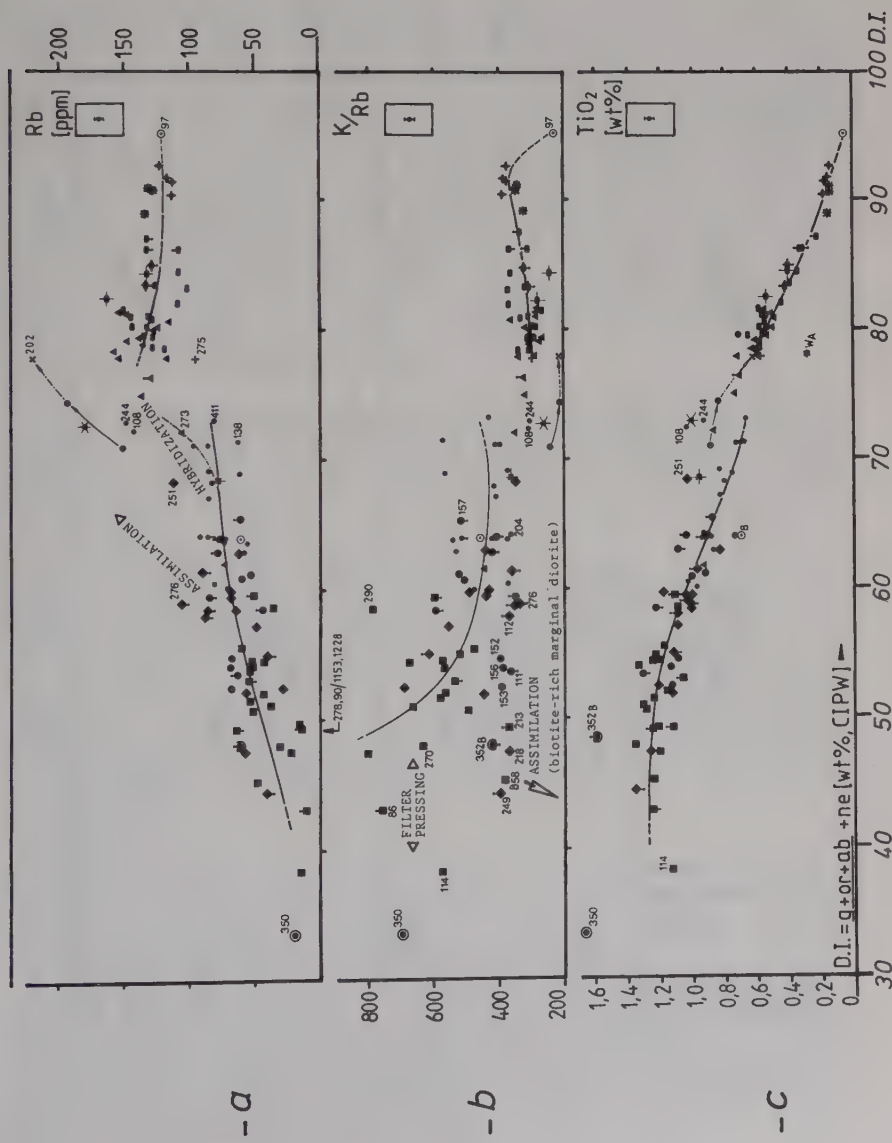
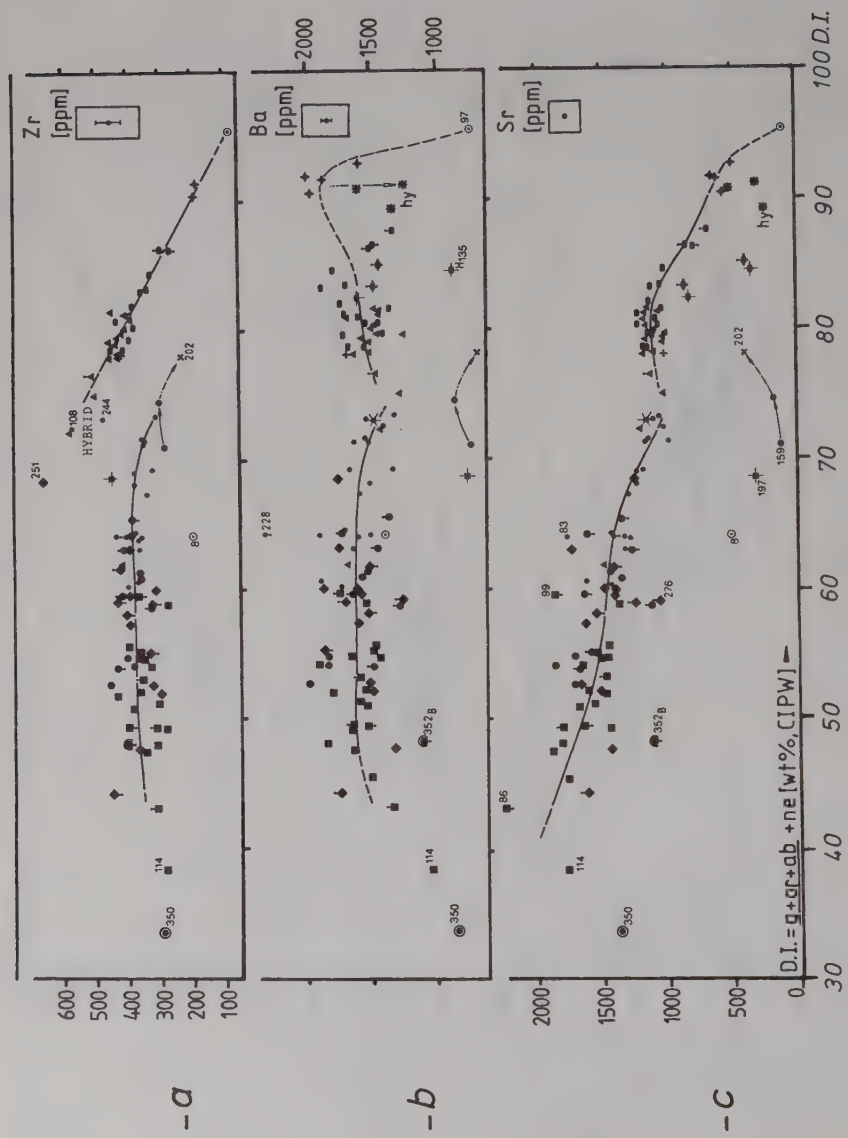


**Abb.85a – c:** Verteilungsmuster von Zirkonium (85 a), Barium (85 b) und Strontium (85 c) über die Dioritsuite und den Monzogranit des Ballachulish Complex, aufgetragen als Funktion des Differentiationsindex *D.I.* (THORNTON & TUTTLE 1960). Erläuterung der Gesteinssymbole in Abbildung 76



Hierbei kann die Kontamination der Quarzdiorite mit ~ **20** Wt% Pelitmaterial (Ø = 170ppm Rb) oder die hybride Mischung quarzdioritischer (Rest)Schmelze mit ~ **30** Wt% Granitschmelze eine Senkung des Rb – Durchschnittswertes von ~ 1450 ppm (in der QD – Normalfazies, D.I. = 63 – 68) auf ~ 1200 ppm in der leukokraten Hybridfazies (D.I. = 68 – 72).

Die Verteilung **Kalium/ Rubidium** (Abb.84 b) streut innerhalb der Dioritsuite besonders stark. Bei der Konstruktion des Evolutionstrends für K/Rb blieben alle Dioritproben unberücksichtigt (numeriert), welche anomal hohe Biotitgehalte aufweisen (12 – 14Vol%): Die Kristallisation dieser intensiv Rb – anreichernden OH – Phase (s.o.) scheint durch *in – situ* **Pelitassimilation** begünstigt zu werden, wobei ein unterdurchschnittliches K/Rb – Verhältnis resultiert (≦400). Ebenfalls unberücksichtigt blieben Proben mit intensiv plastisch deformierten Plagioklasen und Biotiten. Sie sind meist durch anomal *niedrige* Alkalifeldspat – Gehalte von 0 – 5 Vol% charakterisiert, vermutlich bedingt durch spätmagmatisches *"filter pressing"* in duktilen Partien der Diorithülle während der Platznahme des Granit – Diapirs (vgl. Kap.6). Wie bereits HASLAM & KIMBELL ausführten (1981, S.30), zeigt der aplitische Leukogranit im Verhältnis zu seinem Differentiationsgrad (D.I. = 90 – 92) ein *"abnorm hohes"* K/Rb – Verhältnis (nahe 400), was auf die Freisetzung einer wässrigen Fluidphase mit niedrigem K/Rb – Verhältnis bei der Erstarrung dieses Restmagmas hindeutet.

Die **Titan** – Verteilung (Abb.84 c) variiert mit zunehmendem Differentiationsgrad als Funktion abnehmender Fraktionierung von Ilmenit zugunsten von Biotit. Eine Assimilation pelitischen Materials mit "intermediären" $TiO_2$ – Gehalten ( ~ 0.9Wt%) scheint die – – – geringe – – – Streubreite dieses Ti – Trends nicht wesentlich zu beeinflussen.

Das **Zirkonium** – Verteilungsmuster (Abb.85 a) korrespondiert mit der *Fixierung* dieses Spurenelementes in Pyroxenen und Amphibolen **mesokrater** Diorite (vgl. auch HASLAM 1968, *Tab.3+4* : 100 – 270ppm Zr in Augit & Amphibol). Erst mit fortschreitender Differentiation stabilisiert sich $Zr[SiO_4]$ als eigenständige, Zr – reiche Phase bei ~ 700°C in der alkalischen Restschmelze leukokrater Quarzdiorite (3.4.10) bzw. in der Minimumschmelze von Kontaktmigmatiten (Umbiegen des Trends auf *MIG202* ). Demgegenüber verursacht die *frühe* Zirkonfraktionierung (≦800°C) innerhalb der Granitsuite eine nahezu lineare Zr – Verarmung.

Beide **Barium** – Trends streuen stark (Abb.85 b), wobei Barium innerhalb der Diorite kaum variiert (sympathetisch zu Zirkonium, s.o.). Die Ba – Anreicherung in Richtung des Leukogranits ist relativ gering und wird bei retrograder hydrothermaler Überprägung zumindest kompensiert (*hy* ).

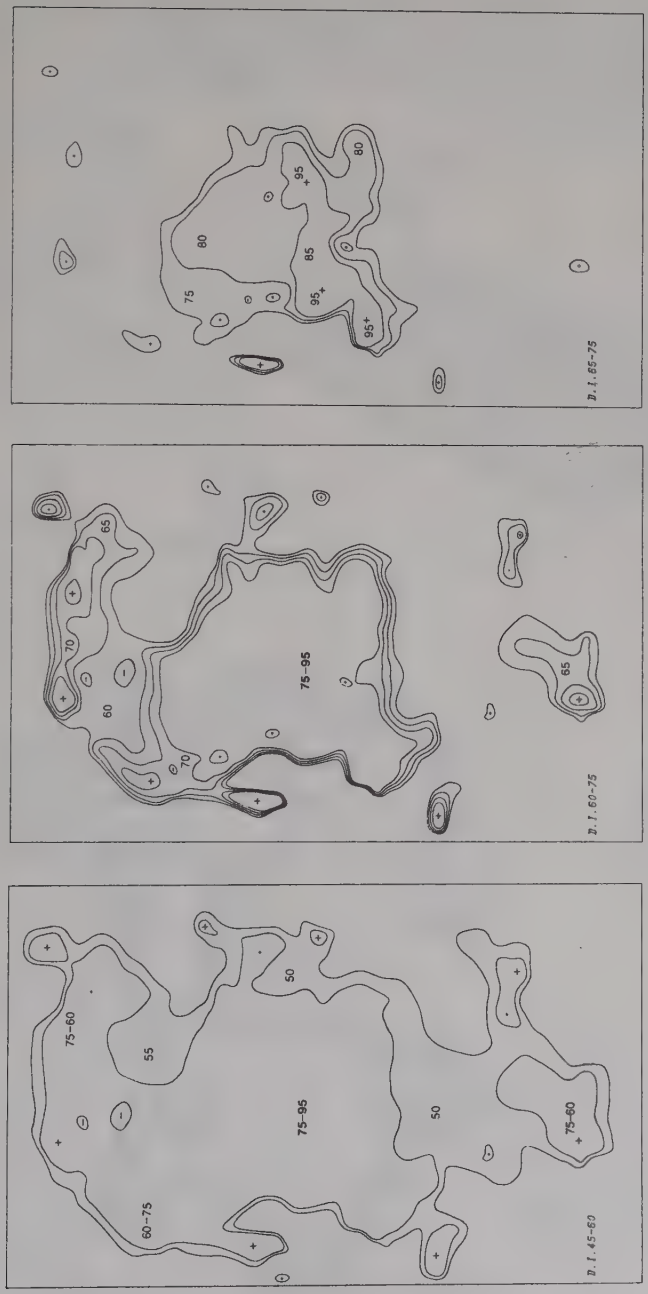
**Strontium** zeigt eine weitgehend konstante Abnahme im Verlauf der Differentiation (Abb.85 c) und trennt mit deutlichem Hiatus (bei D.I. ~ 75) beide Intrusivphasen. Bei Assimilation pelitischer Nebengesteine sollte Strontium als sensibler Indikator antipathetisch zu Rb reagieren (*QMD276*, vgl. Abb.84a). Die Interpretation wird jedoch durch die gekoppelte Substitution Sr < – – > Ca und Sr < – – > (K,Na) in

*beiden* Feldspäten erschwert (SMITH 1983, S.294), berücksichtigt man spätmagmatische Deformationen mit lokaler "Abquetschung" alkalischer Restschmelze (z.B. *MD86+99*). Ursache der überproportionalen Reduktion der Sr-Gehalte von ~1450 auf ~1200 ppm im Bereich leukokrater Quarzdiorite (D.I.=66-72; allenfalls *geringfügig* duktil deformiert, vgl. Abb.91) könnte die *in-situ* Zumischung von 15-20 Wt% Pelitmaterial sein (mit Ø ~ 150ppm Sr).

Leukokrate Monzogranite und der hochdifferenzierte Aplitgranit folgen einem Trend progressiver Sr-Verarmung bis zur Rhyolithprobe *97*. Alle Spurenelementgehalte dieses intensiv hydrothermal überprägten Rhyolithganges (vgl. Ba, Sr) entsprechen dem Normalverteilungstrend hochdifferenzierter Granitoide. Dies läßt ebenso wie die tektonische Position (*"cone-sheet"* -Struktur, vgl. Kap.2) auf eine mögliche genetische Verknüpfung der Rhyolithe mit dem aplitischen Leukogranit als magmatischem Zentrum schließen (vgl. ANDERSON 1937). Selbst die Sr-Gehalte in der nicht hydrothermal mineralisierten Fazies dieses Aplitstockes sind gegenüber dem Monzogranit überproportional erniedrigt, kombiniert mit einer Verarmung an hochmobilen Elementen über eine wässrige Gasphase (HASLAM & KIMBELL 1981): 30--> 10 ppm Lithium, 580--> 140 ppm Fluor und 55-45--> 15-5 ppm Zink.

### 5.5.2 REGIONALE VERTEILUNGSMUSTER: D.I., FM, Rb, $TiO_2$

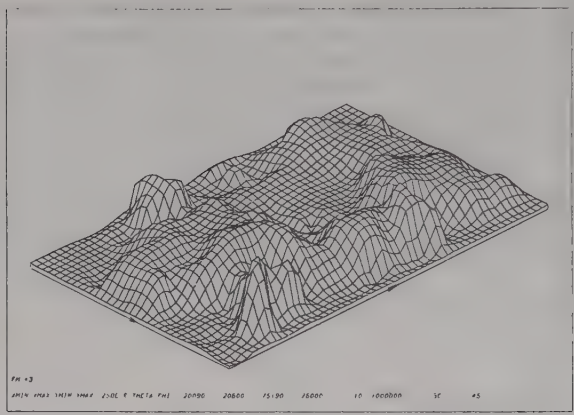
Über Isolinienplots und Interpolationsflächen (vgl. 3.5.3-1) ist die regionale Verteilung des Differentiationsindex *D.I.* (THORNTON & TUTTLE 1960), der CIPW-normativen Mafitgehalte *FM*, des Rubidiums und des Titans in den Abbildungen 86-89 graphisch verarbeitet. Wie bereits die geologische Feldkarte der Abbildung 6 und die Mafitverteilung der Abbildung 51 erkennen lassen, beschränken sich hypersthenführende, mesokrate Diorite mit D.I.=45-60 weitgehend auf den Ost- und Südteil des Intrusivkomplexes (Abb.86a). Die Verteilung leukokrater Quarzdiorite und der hybriden Granit-Mischfazies ist in Abbildung 86b widergegeben. Diese Gesteine belegen mit D.I.=60-75 den Norden und Nordwesten der Diorithülle sowie ein kleines Areal im Süden des Glen Duror (vgl. Abb.6). Wie in Abbildung 86c sind außerdem mehrere periphere "Inseln" erhöhter D.I.-Werte am Massivkontakt erkennbar (leukokrate QD-Randfazies und Schollenmigmatite). Die interne Zonierung des Granitkörpers zeigt Abbildung 86c. Der Nordwesten des Diapirs ist durch Hybridisierung mit Quarzdioritmaterial modifiziert (D.I. ~ 75). Fortschreitende Differentiation und Anreicherung einer Restschmelze wirkten sich besonders effektiv im Zentral- bis Südteil des Granits aus: Hier umschließt ein deutlich E-W -gestreckter, leukokrater Faziesbereich mit D.I.>85 den zentralen Aplitstock (vgl. auch Abb.87b, Mitte). Der ausgeprägte Zonarbau des Ballachulish Complex wird auch in den Verteilungsbildern CIPW-normativer Mafitgehalte *FM* deutlich (Abb.87a+b). Besonders charakteristisch ist hier das FM-"Plateau" mesokrater Pyroxendiorite (FM>24 Wt%), das sich weitestgehend mit der **Hypersthenverteilung** deckt (vgl. Abb.51+54a).



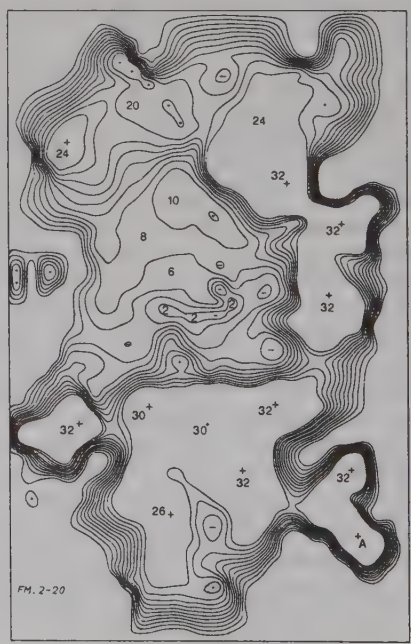

–a –b –c

**Abb.86a – c:** Isoliniendarstellung der Variation des Differentiationsindex *D.I.* (THORNTON & TUTTLE 1960) im Intrusivkomplex von Ballachulish.
Probennetz: siehe Abbildung 53; Isolinienabstand: D.I. = 15 (für D.I. 45 – 60, Abb.86 a) bzw. D.I. = 5 (für D.I. 60 – 75 in Abb.86 b und D.I. 75 – 85 in Abb.86 c). Erläuterung im Text (5.5.2).

**Abb.87:** CIPW – normativer Mafitgehalt *FM* der Magmatite von Ballachulish, dargestellt als IPM – Blockbild (87 a, Blickrichtung nach Nordwesten) und als Isolinienplot (87 b, Isolinienabstand = 2Wt% über 2 – 20Wt% FM).
Probennetz: siehe Abbildung 53; weitere Parameter in Abbildung 54.
Ausführliche Erläuterung im Text (5.5.2).



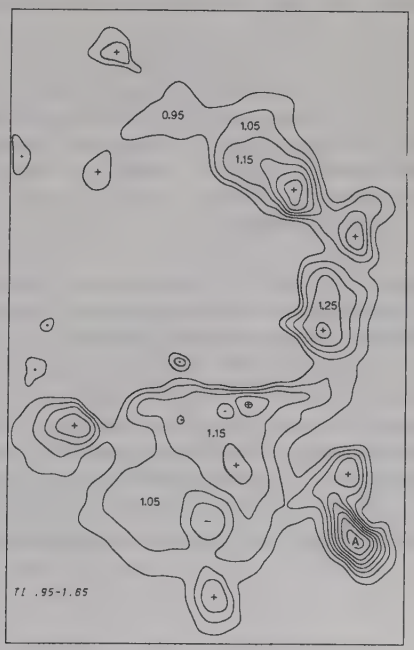

– a




– b

**Abb.88a:** Isolinienplot der Rubidium – Verteilung im Intrusivkomplex von Ballachulish. Isolinienabstand = 5 ppm (für Rb = 70 – – > 100ppm); Probennetz siehe Abbildung 53.

**Abb.88b:** Isolinienplot der Titan – Verteilung im Ballachulish Complex. Isolinienabstand = 0.05 Wt% (für 0.95 – 1.65 Wt% $TiO_2$). Probenverteilung siehe Abbildung 53.



Die Isolinienverteilung des hier bevorzugt im Biotit angereicherten Rubidiums (Abb.88a) definiert im "kritischen", durch Pelitassimilation beeinflußten Konzentrationsbereich (70 – 100ppm, Abb.84a) mehrere Areale im Süden bis Südosten, im Norden und in der östlichen Peripherie des Komplexes, die durchwegs deckungsgleich mit "hybriden", *xenolithreichen* Magmatitpartien sind (vgl. Abb.18). Ein besonders gutes Beispiel bietet hier die Glen Duror – Xenolithzone mit ihren feinkörnig – schlierigen Bi – Am – Dioriten im Süden des Gebietes.

Dem asymmetrisch – sichelförmige Verlauf der ilmenitreichen Pyroxendiorite von Ballachulish entspricht die $TiO_2$ – Verteilung der Abbildung 88b. Im Gegensatz zum – – – nahezu identischen – – – FM – Verteilungsmuster der Abbildung 87b, das auf 22 Wt% FM "abgedeckt" wurde, sind in der nicht abgedeckten $TiO_2$ – Verteilung *alle* Maxima dargestellt. So ist südöstlich der Px – Dioritzone auch eine Anomalie *A* über einem Hornblendediorit – Stock zu erkennen (Appinit *A – D350*, vgl. Abb.6).

## 5.6 PETROGENETISCHE INTERPRETATION DER HAUPT – UND SPURENELEMENT – VERTEILUNG

Petrographie und Variationsdiagramme zeigen (Kap.3 + 5), daß im Ballachulish – Komplex während der Platznahme und Konsolidierung beider Intrusionen *verschiedene*, zeitlich und räumlich gekoppelte petrogenetische Prozesse wirksam waren. Hierzu zählt die lokale ***"Gleichgewichtskristallisation"*** (unter nahezu adiabatischen Bedingungen) innerhalb des "trockenen" Monzodiorit – Magmas, überlagert von **konvektiver Kristallfraktionierung** und **Fixierung von Kumulusphasen** entlang einer subvertikalen Abkühlungsfront, einschließlich spätmagmatischer Verdichtung durch lokales **Auspressen alkalischer Porenschmelze**. Weitere Modifikationen des Kristallisationsverlaufes resultieren aus der **Assimilation** pelitischer Nebengesteine sowie der **Hybridisierung** fraktionierter Quarzdiorit – Restschmelze mit dem jüngeren Granitmagma, das bei Subliquidus – Temperaturen aufdrang (Abb.96) und als pseudoplastischer, hochviskoser "Kristallbrei" *in – situ* expandierte (6.3.1 – 2; vgl. auch Abb.93).

Diese komplexen Verhältnisse (s.u.) erschweren eine **quantitative** Interpretation, so daß vorerst nur Teilergebnisse präsentierbar sind. In der Folge soll der Differentiationstrend Monzodiorit – – > Quarzdiorit über ein Rayleigh – Fraktionierungsmodell rechnerisch simuliert werden (vgl. TINDLE & PEARCE 1981 sowie McCARTHY & HASTY 1976). Voraussetzung ist eine multivariante Elementanalyse, um durch Ausfiltern "inhomogener" Proben (modifiziert durch Assimilation, Hybridisierung oder retrograde Prozesse) realistische Zusammensetzungen von *Primärschmelze* bzw. *Restschmelze* zu ermitteln (z.B. *D278* [abgeschreckte Randfazies als "Primärschmelze"] – – > *MD98* [Normalfazies] – – > *QMD139 + 141* [fraktionierte, leukokrate "Restschmelze"] ).

### 5.6.1 DIFFERENTIATIONSMECHANISMEN

Die geochemischen Verteilungsmuster der Abbildungen 77 – 85 lassen sich weitgehend auf *Kristallfraktionierungsprozesse i.w.S.* (Diorite) und die Bildung hochviskoser *Suspensionen* (Granit) beziehen (vgl. TINDLE & PEARCE 1981). Der Differentiationsindex D.I. (THORNTON & TUTTLE 1960) scheint hier besonders praktikabel (Abb.82c, 84 + 85), um magmatische Evolutionstrends aufzuzeigen (COX et al. 1979, S.30 + 31).

Der Monzodiorittrend *MD* im Variationsdiagramm MgO/ $SiO_2$ verläuft linear und ist *steil* negativ geneigt (Abb.77a), vergleichbar dem **Kristallfraktionierungstrend** *"1"* des Loch Doon – Plutons (TINDLE & PEARCE 1981, *Fig.7b*). Leukokrate Quarzdiorite *QD* des Ballachulish – Komplexes weichen von der *MD* – Verteilung in Abbildung 77a ab (MD – Kumulusphasen: Opx + Cpx + Plg). Hier wird mit steigenden $SiO_2$ – und $H_2O$ – Gehalten Hypersthen instabil, während die Fraktionierung von Biotit als Liquidusphase gegenüber Augit ± Amphibol zunehmend begünstigt wird (vgl. Abb.96).

Das Korrelationsdiagramm Ba/Rb ist nicht abgebildet (vgl. aber Abb.84a + 85b), doch ähnelt die Variationsbreite der Ballachulish – Suite ***Monzodiorit*** – – > ***Quarzdiorit*** (Ba/ Rb = 1500/ **15** – – > 1600/ **100**ppm) dem in TINDLE & PEARCE gezeigten Verteilungsmuster von Loch Doon (1981, *Fig.4a*, Diorittrend *"1"*). Solche **linear – gestreckten**, über ein **breites** D.I. – Intervall (45 – – > 72; Abb.84 + 85) laufende Ba/ Rb – Entwicklungslinien entsprechen typischen Kristallfraktionierungstrends des Rayleigh – Typs.

Demgegenüber bleibt der Differentiationsindex hybrider Granodiorite und der Monzogranit – Normalfazies nahezu konstant (D.I. = 80 ± 2), wobei die Ba/ Rb – Verteilung all dieser ***Granite*** ein weites Streufeld belegt (Ba = 1500 ± 200/ Rb = 130 ± 15ppm; vgl. Abb.84a + 85b), das vorläufig keiner systematischen D.I. – Variation zugeordnet werden kann. Diese relative **geochemische Homogeneität des Granit – Diapirs** ist gekoppelt mit einer ***strukturellen*** Homogeneität (± fehlende Fluidalregelung der Akf – Großkristalle; vgl. 3.4.1 – 3 und Abb.19c), in Analogie zur geochemisch – magmentektonischen Entwicklung sogenannter *"crystal mushes"* (PITCHER 1979, S.634 + 635). Bedingt durch die unvollständige mechanische Trennung von **Kumulusphasen** und *hochviskoser* **Interkumulus – Schmelze** in granitoiden Magmensystemen (VAN DER MOLEN & PATERSON 1976, S.314; BATEMAN 1985b, S.657), bleibt der Anreicherungsfaktor ***ef*** selbst während der **fraktionierten** Kristallisation solcher *"magmatischen Suspensionen"* anomal niedrig (ef = 2 – 10 für 80 – 40Wt% Interkumulus – Schmelze und $K_D$ = **0**; *Fig.5* in McCARTHY & HASTY 1976). Diese *"incremental equilibrium"* – Trends nehmen eine intermediäre Stellung zwischen "perfekter" Rayleigh – Fraktionierung und "idealer" thermodynamischer Gleichgewichtskristallisation ein (McCARTHY & HASTY 1976, S.1355).

So sind bei der Spurenelement – Modellierung in *Plutoniten* (und hier speziell in den *$SiO_2$ – reichen* Faziestypen) erhebliche Schwierigkeiten zu erwarten, da weder der **Anteil** und die **Zusammensetzung** der Kumulusphasen noch die (meist nur für *Vulkanite* ermittelten) ***"Absolutwerte"*** **der Verteilungskoeffizienten** $K_D$ zwischen Kristall und Schmelze im Verlauf der Kristallisation konstant bleiben. Zudem ändern sich die $K_D$ – Werte mit dem Magmenchemismus (vgl. *Tab.1* in McCARTHY & HASTY 1976 und *Tab.2* in TINDLE & PEARCE 1981), wobei $K_D$ *umgekehrt proportional* zur Liquidustemperatur der einzelnen Mineralphasen variiert.

Höhere Temperatur und intermediärer Chemismus des **Dioritmagmas** von Ballachulish bedingten im Gegensatz zum Granit eine weitgehende ***Trennung*** von Kumulusphasen und Schmelze ***in – situ*** (s.u.). Diese *"Kristallfraktionierung i.w.S."* scheint jedoch gegenüber ***gabbroiden*** Systemen **träger** abzulaufen, wobei ihre Effektivität im Vergleich zur "perfekten" Rayleigh – Fraktionierung (bei der i.e.S. nur die *Oberfläche* der wachsenden Kristalle im Stoffaustausch mit der Schmelze steht; COX et al. 1979) durch Reequilibrierungsprozesse (*"granule exsolution"*) und begrenzte Fixierung von Interkumulus – Schmelze (≦5 – 15Vol% auf Zwickeln) reduziert ist. Die generellen Unterschiede zwischen den Differentiationsmechanismen in ***gabbroiden*** bzw. in ***dioritischen*** Magmensystemen erklären sich vor allem durch Variationen in **Chemismus** und **Platznahmetemperatur**, welche die Rheologie beider Magmentypen beeinflussen:

(A) **Gabbroide Magmen** intrudieren bevorzugt in "seichte", subvulkanische Krustenniveaus (≦3 – 5km). Diese ***basischen, Mg – reichen Magmen*** kristallisieren bei relativ ***hoher Abkühlungsrate*** vorwiegend ***mafische, stark zonare Phasen*** **(Orthokumulate)**. Sie stehen in einem ***hohen Dichtekontrast*** zur hochtemperierten, $H_2O$ – armen (*"trockenen"*) Schmelze, die bei ~ 1200 – 1100°C äußerst mobil ist. Dies begünstigt das ***Abseigern*** (*"crystal settling"*) von Kumulusphasen, wobei sich in *"layered intrusions"* ***ungleichkörnige***, weitgehend ***mafische*** Orthokumulat – Horizonte mit **Pyroxenen**, ± Olivin und ± Labradorit – – $Bytownit_{ss}$ bilden (MORSE 1968). So fördern ***gravitative*** Prozesse die relativ ***schnelle***, **effektive Trennung von Kristallen und Schmelze**, entsprechend einer "perfekten" Rayleigh – Fraktionierung. Im fortgeschrittenen Fraktionierungsstadium kann die steigende Dichte der zunehmend Fe – reicheren Restschmelze die Abseigerungsrate fayalitischer Olivine und salischer Augite bis Hedenbergite reduzieren (bzw. die Abseigerung intermediärer bis saurer Plagioklase sogar völlig verhindern; MAALØE 1985).

(B) **Dioritische Magmen** intrudieren bevorzugt in mittlere Krustenniveaus (≧5 – 10km), wo sie bei äußerst ***geringer Abkühlungsrate*** konsolidieren. Diese ***intermediären, Al – reichen Magmen*** kristallisieren (unter nahezu "adiabatischen" Bedingungen) vorwiegend ***salische, kaum zonare Phasen*** **(Adkumulate)**, die bei ~ 1100 – 1000°C in einem relativ ***geringen Dichtekontrast*** zur (anfangs) deutlich $H_2O$ – untersättigten, niedrigviskosen Schmelze stehen. Dies begünstigt die die ***Umlagerung*** von Kumulusphasen durch ***Konvektionen*** (*"flowage differentiation"*; CARMICHAEL et al. 1974, S.62 + 63), wobei Kristalle und Schmelze erst relativ ***spät*** getrennt werden. Daher können sich magmatische Kornentmischung und

diffusive Reequilibrierung über *lange* Zeiträume auswirken und so die Prozesse der Kristallfraktionierung – – – zumindest teilweise – – – kompensieren.

In der Monzodiorithülle des Ballachulish Complex vollzieht sich die Kristallfraktionierung *in – situ*, unter *Fixierung* der Kumulusphasen Andesin, Augit, Hypersthen, Apatit und Oxyden nach ***konvektiver Umlagerung*** in einer ***gleichkörnigen, subvertikal stehenden Adkumulatzone*** (ein ähnliches Modell präsentieren PHILLIPS et al. 1981, *Fig.4* ). In der Schmelze suspendierte Kristalle werden über laminare Konvektionen in kontaktnahe Zonen hoher Strömungsgeschwindigkeit verfrachtet, dort angereichert und entlang einer (von SE und E zum Zentrum des Plutons) fortschreitenden ***Abkühlungsfront*** durch Konsolidierung fixiert, wobei in zwickelförmigen Porenräumen ~ 5 – 15Vol% alkalischer Restschmelze verbleiben (Abb.19b + 22). In diesem fortgeschrittenen Kristallisationsstadium kann die ***plastische Verdichtung weitgehend konsolidierter Gesteinspartien*** (*"filter pressing"* ) zu lokaler Schmelzmigration und relativer "Akkumulation" von Großkristallen führen (TINDLE & PEARCE 1981, S.196 und Diskussion in PHILLIPS et al. 1983). Ursache der **begrenzten** duktilen Verspannung (3.4.1 – 6) ist die Platznahme des jüngeren, *in – situ* expandierenden Granit – Diapirs (*"ballooning"*; PITCHER 1979, S.633; BATEMAN 1985b; siehe 6.3.1 – 2).

## 5.6.2 NORMALISIERTE SPURENELEMENTVERTEILUNG

Wie bereits im Einführungsteil dieser Arbeit dargelegt (1.2, 1.3.2), setzt die komplexe Petrogenese kaledonischer Granitoide einer geotektonischen Klassifizierung erhebliche Hindernisse entgegen. Dies zeigt auch der Versuch einer *"I"* – bzw. *"S"* – Typisierung auf der Basis der Verhältnisse $X_{ALK}$ und $^{87/86}Sr$ nach PITCHER (1982; 5.2.1).

PEARCE et al. (1984) präsentieren Klassifizierungsdiagramme zur geotektonischen Interpretation granitoider Gesteine *i.w.S.* (Granite und Quarzdiorite, mit modalem Quarz >5Vol%). Bisher sind aus dem Ballachulish Complex die Spurenelementdaten von zwei Dioritproben (Quarzdiorit *BSH58*, Monzodiorit *BSH61* : STEPHENS & HALLIDAY 1984) und von vier Granitproben publiziert (Monzogranit *XDR74* und *BSH59* sowie Leukogranit *XDR206* und *BSH60* : HASLAM & KIMBELL 1981 und STEPHENS & HALLIDAY 1984). Die Proben liegen im Diagramm *Rb/ Y + Nb [ppm]* nach PEARCE et al. (1984, *Figs.4a + 5a* ) im oberen Teil des Feldes ***VAG*** (*"volcanic arc granites"*, genetisch abgeleitet aus subduzierter ozeanischer Kruste). In dieser Projektion zeichnet sich der jüngere Granit (Rb = 134 – 159ppm; Y + NB = 35 – 43ppm) gegenüber den (Quarz)Monzodioriten (Rb = 50 – 65ppm; Y + Nb = 33 – 39ppm) bei nahezu konstanten (Y + Nb) – Konzentrationen durch signifikant höhere Rubidiumgehalte aus (vgl. auch Abb.84a). Dies weist auf eine frühe **Kontamination des Granitmagmas mit kontinentalem Lithosphärenmaterial** hin (PEARCE et al. 1984, S.974). Sie erfolgte

möglicherweise bereits ± *"syngenetisch"*, also weit unterhalb des aufgeschlossenen Platznahmeniveaus (im Gegensatz zur lokalen *in – situ* – Kontamination der Quarzdiorite von Ballachulish (vgl. 5.5.1).

Die Position der Ballachulish – Magmatite ist deckungsgleich mit den Feldern typischer *"post collision granites"* des Adamello und von Oman (PEARCE et al. 1984, *Fig.6* ). Die detaillierte Klassifizierung solcher Granitoide ist problematisch, da ihre Charakteristika sowohl durch die Dicke und Zusammensetzung der in die Kollision verwickelten Lithosphären – bzw. Asthenosphären – Segmente als auch durch die zeitlich – räumliche Position des assoziierten Magmatismus vorbestimmt werden. In diesen Fällen ist eine klare Trennung in *"krustenbezogene"* bzw. *"mantelbezogene"* Magmen meist nicht möglich: Nach der Kollision können sowohl Teile der **Unterkruste** im Zuge thermischer Relaxation aufschmelzen als auch Partien des **Oberen Mantels** (z.B. der Zusammensetzung *VAG* ) durch adiabatische Druckentlastung mobilisiert werden (ENGLAND & THOMPSON 1984). Diese Prozesse können mit rascher, diskontinuierlicher Hebung und intensiver Erosion tektonisch verdickter, aufgeheizter Krustenbereiche verknüpft sein (DEMPSTER 1985).

### 5.6.2 – 1 ORG – Spektrum

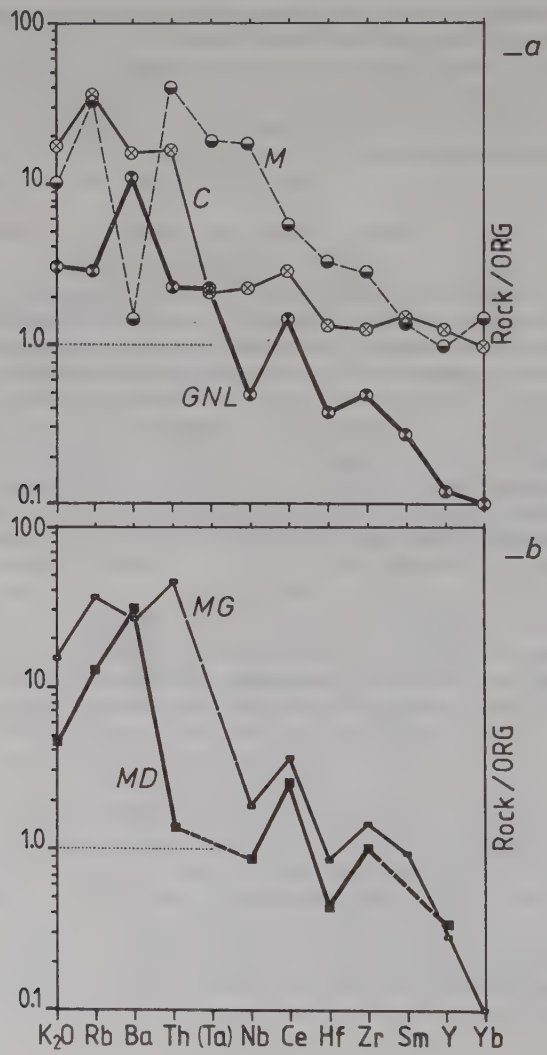
PEARCE et al. (1984) ermittelten die geochemischen Spurenelement – Verteilungsmuster (einschließlich spezifischer Elemente der Seltenen Erden *REE* ) für einen hypothetischen *"ocean ridge granite"* (***ORG*** ), modelliert als Produkt einer Rayleigh – Kristallfraktionierung aus der Durchschnittszusammensetzung von Ozanbodenbasalten (***MORB*** ). Wie in Abbildung 89 sind hierbei die nach PEARCE et al. ORG – normalisierten Modellelemente (1984, *Tab.3* ) in der Reihe Rb – – > Yb nach ihrer zunehmenden Kompatibilität bei der MORB – Fraktionierung angeordnet – – – Rb reichert sich also relativ am stärksten in der *Schmelze* an.

Abbildung 89a zeigt die ORG – normalisierten Spektren intrakrustaler Granitoide (*"within plate granites" WPG* ), die nach PEARCE et al. (1984, S.966 und *Figs.1c + d* ) entweder aus **Mantelmaterial** abgeleitet werden können (***M***, mit hohen, annähernd gleichen normalisierten Häufigkeiten von Rb, Th, Ta und Nb) oder eine deutliche Beteiligung von **Krustenmaterial** aufweisen (***C***, mit hohen Verhältnissen von Rb und Th gegenüber Ta + Nb). Um das Modell einer Beteiligung präkambrischer Pyroxengranulite bei der Genese kaledonischer Granitoide zu testen (HARMON et al. 1984, HALLIDAY & STEPHENS 1984), ist in Abbildung 89a auch das Verteilungsmuster ***GNL*** eingetragen. Es wurde aus den Analysendaten von HOLLAND & LAMBERT (1975, *Tab.1, No.1* ) und DRURY (1980, *Tabs.1 + 2* ) zusammengestellt. Bei diesen archaischen Granuliten des Lewisian handelt es sich um ehemalige Plutonite quarzdioritisch – tonalitischer Zusammensetzung. Sie wurden möglicherweise noch *während* des magmatischen Kristallisationsstadiums vor mehr als 2600 Ma granulitfaziell überprägt

(*"sub – crustal underplating of primitive andesitic magma"*; HOLLAND & LAMBERT 1975). Die anomal hohen Sr – und Ba – Werte aller lewisischen Granulite (z.T. gekoppelt mit ausgeprägten, Chondrit – normalisierten Europium – Anomalien) können sowohl primäre Züge der überprägten Plutonite reflektieren (magmatische Plagioklasfraktionierung) oder auf die Zufuhr von Sr und Eu während der metamorphen Differentiation bezogen werden. Wie DRURY ausführt (1980, S.204), kann als Transportmedium eine ***$CO_2$ – reiche Fluidphase*** fungieren, die nach metasomatischer Anreicherung der im Erdmantel inkompatiblen Elemente K, Rb, Ba, Sr, Th und Eu durch die aufgeheizte Unterkruste migriert. Hier sind nur Sr, Eu und Ba bei der Stabilisierung von Feldspäten (speziell Plg) fixierbar, was eine selektive Verarmung dieses Krustenbereiches an K, Rb, Th und $H_2O$ bedingt (inkompatibel bei der Ultrametamorphose). Typische Mineralparagenesen intermediärer Granulite Nordwestschottlands umfassen **Andesin** ± Oligoklas, **Augit**, **Hypersthen**, *(blaß)grüne* **Hornblende** (oder Qz ± Bi), **Magnetit** und **Ilmenit** (± Apatit). Mafische Assoziationen werden neben Pyroxenen und Erzphasen durch Labradorit und Granat ($alm_{50}$ $pyr_{35}$ $gr_{15}$) sowie Olivin und Spinell charakterisiert (HOLLAND & LAMBERT 1975, S.165).

In Abbildung **89 b** sind die ORG – normalisierten Spektren der Ballachulish – Typgesteine *"Monzodiorit"* und *"Granit"* nach den Datensätzen von HASLAM & KIMBELL (1981) und STEPHENS & HALLIDAY (1984) aufgetragen. Trotz der teilweise unvollständigen Verteilungsmuster (Ta wurde nicht gemessen, keine Sm/Yb – Werte des Diorits bekannt) lassen sich folgende Grundzüge erkennen:
Die REE – Verarmung von Hf bis Yb mit schwacher Sm – Anreicherung (zumindest des Granits) und deutlicher, positiver Ce – Anomalie korrespondiert sowohl mit den Spektren chilenischer VAG – Granitoide (*Fig.1b*) als auch mit den Spektren kontinentaler *"collision granites"* (*Figs.1e + f* in PEARCE et al. 1984). Der hohe Anteil der Lithosphärenkontamination aller Ballachulish – Magmatite manifestiert sich in der positiven Ce – Anomalie (vgl. Spektrum *C* in Abb.89a), bedingt durch die Fixierung dieses Elementes in Plagioklas sowie in Klinopyroxen ($K_D$ = 0.24/ 0.33; TINDLE & PEARCE 1981, *Tab.2*). Die ORG – normalisierten Ba – Gehalte lassen sich nicht eindeutig interpretieren, da sie mit dem Grad der Kristallfraktionierung variieren (so verschwindet die negative Ba – Anomalie des Spektrums *M* bei *intermediären* Gesteinszusammensetzungen; PEARCE et al. 1984). Im Granit sind Rb und Th gegenüber dem (Quarz)Monzodiorit deutlich angereichert, da Biotit und Zirkon bereits früh als Liquidusphasen erscheinen (3.4.7, 3.4.10).

**Abb.89a**: ORG – normalisierte Verteilungsmuster nach PEARCE et al. (1984, S.966). Dargestellt sind die Spektren typischer, aus Krustenmaterial (*C*) bzw. Mantelmaterial (***M***) abgeleiteter *"within plate"* – Granitoide sowie die normalisierte Durchschnittszusammensetzung lewisischer Pyroxengranulite ***GNL*** (*B17 – 42*; DRURY 1980).
**Abb.89b**: ORG – Spektren eines Hypersthen – Monzodiorits ***MD*** (*BSH61*; STEPHENS & HALLIDAY 1984) und zweier Granite aus Ballachulish ***MG*** (Durchschnittswert aus *XDR274* / HASLAM & KIMBELL (1981) und *BSH59* / STEPHENS & HALLIDAY (1984).
Ausführliche Erläuterung im Text (5.3.3 – 2).



Die Spektren des Hypersthen – Monzodiorits (***MD***, Abb.89b) und der intermediären Pyroxengranulite (***GNL***, Abb.89a) zeigen auffallende Übereinstimmungen, wie sich in positiven Anomalien für Ba, Ce und Zr sowie in Th – Gehalten knapp oberhalb des ORG – normalisierten Einheitswertes manifestiert. Die gegenüber dem **Monzo**diorit deutlich niedrigeren $K_2O$ – und Rb – Konzentrationen der ***Akf – freien*** Pyroxengranulite lassen sich auf die Mobilisation alkalischer, $CO_2$ – reicher Fluidphase oder $H_2O$ – reicher Teilschmelze im Zuge der granulitfaziellen Ultrametamorphose beziehen (DRURY 1980).

5.6.2 – 2 REE – Spektrum

Chondrit – normalisierte REE – Spektren sind bisher nur für den Hauptgranit und den Leukogranit von Ballachulish verfügbar (HASLAM & KIMBELL 1981, *Fig.23* ). Sie entsprechen den Spektren für Granodiorite und Tonalite des Etive Complex (HARMON et al. 1984, *Fig.4* ), wobei nur eine *geringe* Europium – Anomalie erkennbar ist. Für die Ballachulish – Granite ist sie schwach *negativ*, was auf eine (begrenzte) Fraktionierung von Plagioklas ($\pm$ Biotit) im Bereich der Oberkruste schließen läßt (HARMON et al. 1984, S.722). Da der Eu – Verteilungskoeffizient zwischen Plagioklas und Schmelze extrem $f_{O_2}$ – abhängig ist, stabilisiert sich nur unter ***reduzierenden*** Bedingungen zweiwertiges Europium, um wie $Sr^{2+}$ bevorzugt in Plagioklas eingebaut zu werden (SMITH 1983, S.285). Es scheint, daß sich das **Fehlen ausgeprägter Eu – Anomalien in *tonalitisch – granodioritischen* Plutoniten der schottischen Kaledoniden** weniger auf *"Feldspat – freie Ausgangszusammensetzungen"* (tiefe Unterkruste oder Mantel) als auf die ***Assimilation "oxydierter" Metasedimente*** im Bereich der Oberkruste beziehen läßt. Eine Erhöhung der Sauerstoffugazität auf "übernormale" magmatische Werte (Pufferbereich **HM** – – MNO gegenüber initialem $f_{O_2}$ nahe **NNO** – – FMQ, 4.4.3; vgl. EGGLER & BURNHAM 1973, S.2424ff.) könnte das Verhältnis $Eu^{2+}/Eu^{3+}$ drastisch senken: Dies würde selbst bei ausgeprägter Fraktionierung von ($Sr^{2+}$ – **reichem**) Plagioklas nicht zur Ausbildung einer signifikanten (negativen) Eu – Anomalie in sauren Differenziaten führen.

Falls das Monzodioritmagma von Ballachulish über eine weitgehende Aufschmelzung intermediärer Pyroxengranulite (mit signifikanter, positiver Eu – Anomalie) in der Unterkruste generiert wurde (s.u.), würde die *in – situ* – Fraktionierung und Akkumulation von Plagioklas in einer Magmenkammer innerhalb der Oberkruste (bei initialem $f_{O_2}$ nahe NNO, vgl. Abb.75f) die anomal hohen Sr – Gehalte "primitiver", quarzfreier Hypersthendiorite erklären (Abb.90; 1700 – 1500ppm Sr, Abb.85c). Es sollte eine deutlich positive Eu – Anomalie resultieren, die sich im Laufe der in – situ – Differentiation in der Suite Pyroxendiorit – – > Quarzdiorit immer mehr abschwächt (vgl. COX et al. 1979, S.351). Hierbei wäre zu erwarten, daß sich **Sr – arme** Restschmelze mit niedrigem $Eu^{2+}/Eu^{3+}$ – Verhältnis im Zentrum des Intrusivkomplexes anreichert (≦1200 – **1100**ppm Sr, Abb.85c).

Das Verhalten der lithophilen *"LIL"* – Kationen **Rb, Sr** und **Ba** (*"Large Ion Lithophile – elements"*, Mc CARTHY & HASTY 1976) und Konzentrationen der Spurenelemente **Nickel** und **Zink** liefern weitere Hinweise auf die primäre genetische Verknüpfung der Monzodioritsuite mit intermediären Granuliten der kaledonischen Unterkruste:
Monzodiorite aus Ballachulish weisen bei einem Ba/ Sr – Verhältnis von ~ **1.0** extrem niedrige Rb/ Ba – Verhältnisse von ~ **0.03** auf; Ni – und Zn – Konzentrationen liegen bei 50 – 80 ppm bzw. 60 – 90 ppm (Tab.IIIa des Anhangs). Diese Werte kontrastieren mit den deutlich höheren Verhältnissen für den Granit (Rb/ Ba ~ 0.10, Ba/ Sr ~ 1.35), sind jedoch nahezu identisch mit den Spurenelement – Verteilungsmustern lewisischer Granulite: Ba/ Sr ~ 1.0, Rb/ Ba ~ 0.01 – 0.03, Ni = 70 ± 30 ppm, Zn = 80 ppm (HOLLAND & LAMBERT 1975, DRURY 1980). Die niedrigen initialen $^{87/86}Sr$ – Isotopenverhältnisse des Quarzdiorits von Ballachulish (~ 0.7040; HARMON & HALLIDAY 1980) liegen ebenfalls in der Größenordnung für intermediäre Granulite (~ 0.7030 – 0.7050; HARMON et al. 1984, FROST & O'NIONS 1985).

Die Bauschzusammensetzung granulitischer Unterkruste (siehe *No.6* in HOLLAND & LAMBERT 1975) mit ihren relativ niedrigen Fluidgehalten (1.3Wt% $H_2O$ + 0.4Wt% $CO_2$), einer {FeO + MgO} – Molfraktion von {0.107}, einem "intermediären" Differentiationsindex (D.I. ~ 55) und einem CIPW – normativen AN* – Gehalt von 28 Wt% erfordert jedoch selbst bei hohen Drucken um 15 kb (entsprechend 50 – 60 Kilometern Krustentiefe) für eine weitgehende Aufschmelzung intermediärer Granulite ***extrem hoch erscheinende Aufheiztemperaturen*** nahe **1100** ± 50°C, wie sich aus den Liquiduskurven (für 2Wt% $H_2O$/ L) chemisch ähnlicher, jedoch Mg – ärmerer Andesitsysteme extrapolieren läßt (EGGLER 1972, EGGLER & BURNHAM 1973; vgl. 5.4.3 und 6.2.1). Auf diese *"Problematik"*, welche sich bei der Identifizierung primär *granulitischer* Ausgangszusammensetzungen für **intermediäre** kaledonische Magmatite ergibt (deren abgeschreckte Randzonen weitgehend schmelzflüssige Platznahmeverhältnisse indizieren; vgl. 5.4.4), weisen auch HALLIDAY & STEPHENS hin (1984, S.96).

# KAPITEL VI: INTERPRETATION UND ZUSAMMENFASSUNG

*" Der Hypersthenit ist ein bald dem Syenit, bald dem Diabas ähnliches, grob – bis feinkörniges Gestein, welches aus Kalkoligoklas und schwärzlichbraunem ..., sanft kupferroth schillerndem Hypersthen besteht. Es tritt in Gängen und Stöcken theils aus der Grauwacke im Harz am Brockengebirge, ...theils auch aus dem Granulit in Sachsen hervor. "*
F. SENFT's Mineralien – und Felsartenkunde, Jena 1869.

## 6.1 PETROGRAPHISCHE ÜBERSICHTSKARTE

Die petrographische Übersichtskarte der Abbildung 90 entspricht einer Synthese der Felddaten (Abb.6 – 11 und Abb.18), kombiniert mit Resultaten petrographischer und geothermometrischer Auswertung (4.2).

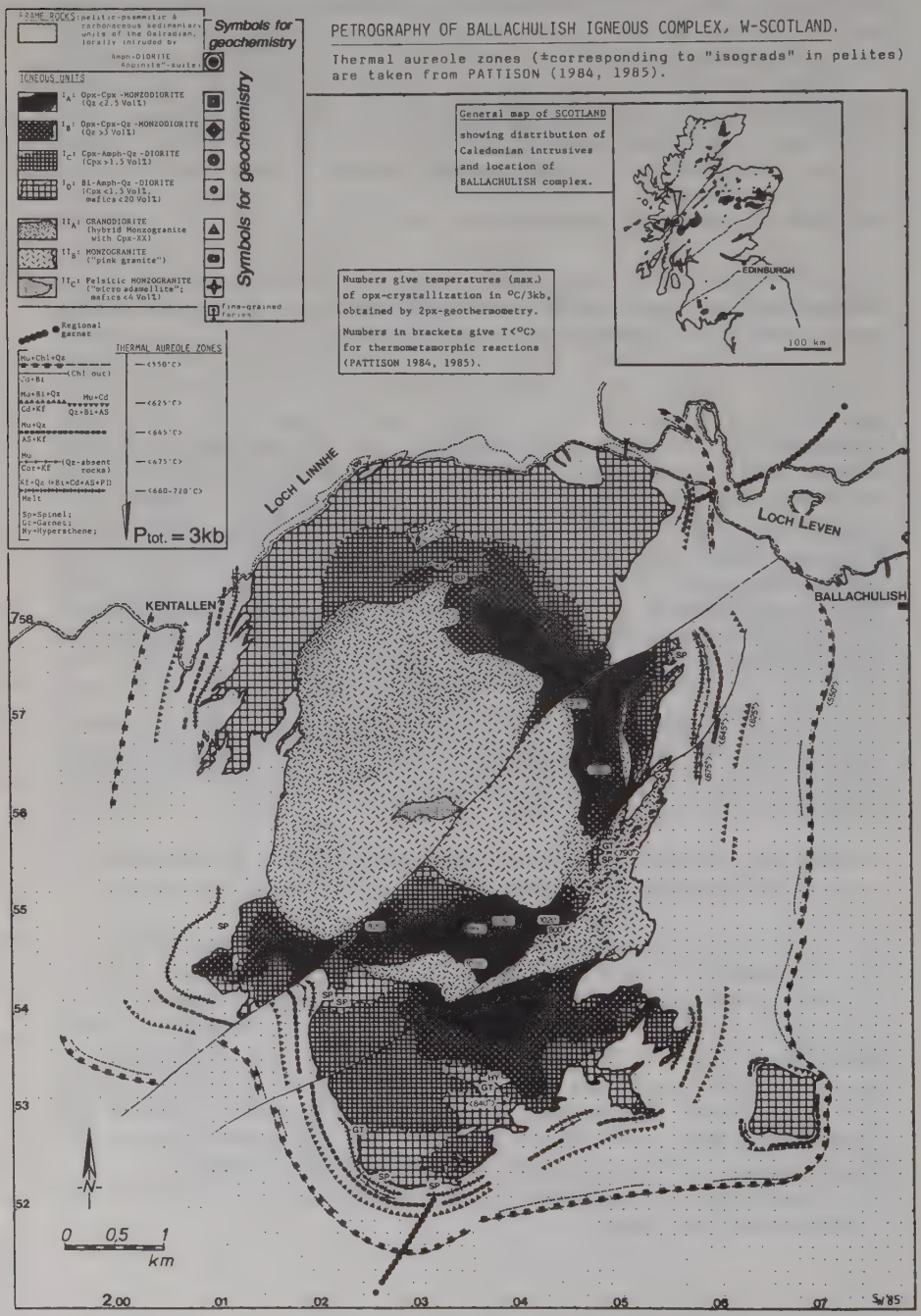
Magmatische Gesteine sind anhand von Modalanalysen (Abb.21) und der Mafitverteilung untergliedert (3.5.1, Abb.51). Die in Abbildung 90 aufgelisteten Gesteinssymbole entsprechen den Signaturen der geochemischen Variationsdiagramme (Abb.77ff.) und der Probenlisten II + III des Anhangs. Zahlen innerhalb der sichelförmigen Hypersthendioritzone geben Maximaltemperaturen der Pyroxenkristallisation an ($T_x$), die nur im quarzfreien, in Abb.90 schwarz dargestellten *Kernbereich* dieser Zone einer **Platznahmetemperatur** ($T_E \sim 1100^oC$) des Dioritmagmas nahekommen ($T_{X[OPX]} \sim$ **1050 – 1020** $\pm 60^oC$; 4.2.4). In quarzführenden Monzodioriten und in der unterkühlten (5.4.4), z.T. durch Pelitassimilation modifizierten Peripherie der OC – Monzodioritzone kristallisiert Hypersthen erst 20 – 60°C *unterhalb* von Augit ($T_{X[CPX]} \sim$ **960 – 820** $\pm$ 70 – 80°C; 4.2.4).

Die Isothermen – Zonierung der thermometamorphen Aureole (in grünschieferfaziell überprägten Metapeliten des Dalradian) und ihre thermobarometrische Auswertung ($P_{tot.} = 2.9 \pm 0.6$kb) ist den Arbeiten von PATTISON entnommen (1984, 1985; pers.Mitt. im Jan. 1986).

In Analogie zum Konzept PATTISON's (1985, S.442) läßt sich die **asymmetrische Form und variable Breite der Kontaktaureole** auf drei Hauptfaktoren beziehen:

(1) Unterschiedliche **Wärmeleitfähigkeit** der kontaktgeheizten Metasedimente. Wie BUNTEBARTH zeigt (1986, *Abb.13 – 17*), übersteigt die (bei $\geqq 500^oC$ $\pm$ temperaturunabhängige) Wärmeleitfähigkeit *K* des Quarzits (2.35W/m•grd) die Konduktivität der Pelite um nahezu 35% (1.75W/m•grd, Mittelwert mehrerer Messungen parallel bzw. senkrecht zur $s_1$ – Schieferung). Die Leitfähigkeit von Karbonaten (1.35W/m•grd) liegt dagegen noch um 20 – 25% *unter* dem Wert für Pelite. Die effektive Wärmeleitung in **Quarziten** und Semipeliten während der Kontaktmetamorphose wird durch das Fehlen bzw. Zurücktreten *endothermer* Dehydratations – und Dekarbonatisierungs – Reaktionen noch gefördert.
(2) Variationen der **Kontaktflächen** des Intrusivkomplexes unterhalb des Aufschlußniveaus (vgl. Abb.8).

**Abb.90:** Petrographische Übersichtskarte des Intrusivkomplexes von Ballachulish und seiner thermometamorphen Aureole. Ausführliche Erläuterung im Text (6.1).



(3) **Thermisch – chemische Inhomogeneität** des ***dioritischen*** Magmas (die *thermische* Wirkung der jüngeren ***Granit***– Intrusion läßt sich im Gegensatz zu ihrer ***mechanischen*** Wirkung vernachlässigen, vgl. 6.3/4). Ursache ist die starke lokale Unterkühlung des Dioritmagmas (speziell am südöstlichen Außenkontakt) und die Erhöhung der Wasseraktivität in der Schmelze (bedingt durch konvektive, regional fortschreitende Kristallfraktionierung sowie durch bereichsweise Pelitassimilation; vgl. 6.3.1). Dabei erfolgt die Freisetzung der latenten, für den Grad der Kontaktheizung mitbestimmenden Kristallisationswärme erst 100 – 250°C *unterhalb* der Platznahmetemperatur des primär homogenen Dioritmagmas ( ~ 1Wt% $H_2O$/ L, $T_E$ = 1100 – 1050 ± 50°C bei $P_{tot.}$ = 3kb).

Dagegen scheint die Internstruktur des Metasedimentrahmens eine anisotrope Wärmeausbreitung allenfalls im Zehnermeterbereich zu begünstigen (parallel zum sedimentären Lagenbau und der $s_1$ – Hauptschieferung).

Somit läßt sich die "anomale", asymmetrische Aufweitung der Kontaktaureole im Osten (bei steilstehendem Außenkontakt) sowohl mit der *hohen* Wärmeleitfähigkeit der hier anstehenden Quarzit – und Semipelit – Serien als auch mit dem Verlauf der *hochtemperierten* OC – Monzodioritzone erklären, die sich hier dem Außenkontakt des Massivs bis auf 300 – 150 m nähert (Abb.90). Dagegen sind die "Isograden" um den südlichen Außenkontakt (und den Nordostkontakt am Loch Leven) besonders eng geschart, bedingt durch die *geringe* Wärmekapazität der hier aufgeschlossenen, differenzierten und bereichsweise mit zahlreichen **Xenolithen** durchsetzten BA – Quarzdiorite (die mit *steilstehendem* Kontakt an Pelitserien mit *niedriger* Wärmeleitfähigkeit grenzen). Die deutliche "Ausbuchtung" der Kontaktaureole im Südwesten ist durch die *Antiklinalstruktur* **quarzitisch – semipelitischer** Serien bedingt, die hier von Quarzdioriten des nordwestlichen Außenringes *unterlagert* werden (vgl. Abb.8, Profile 2 + 3). Eine ähnliche Struktur zeigt der Südosten des Massivs, doch verursacht eine **lokale** Quarzdiorit – Flankenaufwölbung in den **steilstehenden pelitischen** Serien dieses Bereiches nur eine lokale thermische Anomalie (innerhalb der kontaktmetamorphen Cordieritzone I).

## 6.2 KONZEPT ZUR GENESE DER BALLACHULISH – MAGMEN

### 6.2.1 MAGMENGENESE

Wie in Abschnitt 1.2 behandelt, wurden die spätkaledonischen Magmen als Folge der Kollision dreier Kontinentalschollen im Obersilur generiert, wobei das Orogen der Grampian Highlands (zwischen der Hebriden – Masse und dem Baltisch – Russischen Krustenteil) verdichtet und ***diskontinuierlich*** gehoben wurde (DEMPSTER 1985 und WATSON & DUNNING 1979; Abb.2). Da bei der resultierenden Krustenverdickung vermutlich auch magmatisches Material eines aktiven Kontinentalrandes beteiligt war (Inselbogenstadium, Abb.2 – 2), ist mit einer *sehr hohen* Wärmeproduktion zu rechnen, entsprechend dem Wärmeverteilungsmodell *III* nach ENGLAND & THOMPSON (1984, S.904 und *Figs.4c/f* ).

Diese *"Heat Source Distribution III"* für gleichmäßig verdickte Kontinentalkruste beinhaltet einen hohen Wärmefluß ($W^* = 40W/m^2$), verursacht durch radiogene Wärmeproduktion in der Kruste und dem Wärmetransport aus dem Erdmantel. Obwohl das Modell stark vereinfacht ist (so wurden nur **kontinuierliche** Hebungsraten simuliert), lassen sich erste Anhaltspunkte für die thermische Entwicklung des zentralkaledonischen Krustenbereiches gewinnen, dessen Basisserien (in **60 – 90**km Tiefe) von **Granuliten** des Lewisian und Grenvillian aufgebaut werden (Abb.4; SHACKLETON 1979). Solche Ultrametamorphite weisen eine relativ **niedrige** Wärmeleitfähigkeit auf, die mit steigenden Temperaturen noch fällt (ENGLAND & THOMPSON 1984, S.899). Dagegen zeigen klastische Metasedimente des Moinian und Dalradian im Bereich der Mittel – und Oberkruste vermutlich eine **mittlere** Wärmeleitfähigkeit ($K_2$ ~ 2.0 ± 0.25 [W/m•grd]; Mittelwert Pelit/ Quarzit nach BUNTEBARTH 1986). Bei Berücksichtigung einer niedrigen Wärmeleitfähigkeit $K_2$ der Unterkruste werden im Modell *III* (ENGLAND & THOMPSON 1984) bereits nach einer thermischen Relaxationsperiode von ~ 30 Ma (tektonische Inaktivität zwischen 440 und 410Ma: Abb.3 + 91) in einer Tiefe von ~ **60** Kilometern (granulitische Unterkruste mit $K_1$ ~ 1.7 – 1.5W/m•grd) extrem hohe Temperaturen zwischen 1050 und **1150** °C erreicht. Hier herrscht ein Gesamtdruck von 16 – 17 kb, ausgehend von einer mittleren Krustendichte mit 2.8 – 2.9 g/cm$^3$ (entsprechend einer Druckzunahme von 1kb pro 3.5 – 3.6km; DEMPSTER 1985). Falls die Verdickung der Kontinentalkruste nicht ***"homogen"*** erfolgt, sondern einzelne Krustensegmente überschoben werden, ergeben die Modelle von ENGLAND & THOMPSON sogar noch um bis zu 100°C höhere Temperaturen (1984, *Figs.3c/f* ). Selbst im ersten Fall (1050 – 1150°C) steigt bei einer Wärmeleitfähigkeit $K_2$ von ~ 2.0W/m•grd der Wärmedom der kaledonischen Ultrametamorphose bis in den Basisbereich der Oberkruste, wobei in ~ 30 – 40 Kilometern Tiefe sogar noch die Untergrenze des Dalradian granulitfaziell überprägt wird (bei ~ 750°C/ $P_{tot.}$ = 10kb): Dem entspricht eine Korrektur der punktierten Linie *CG* in Abbildung 4 auf ein um 10 – 15 km **höheres** Niveau.

Isotopenverhältnisse und Spurenelementverteilung monzodioritisch – tonalitischer bis granodioritisch – granitischer Gesteine der Schottischen Kaledoniden deuten auf eine weitreichende Beteiligung granulitischen Unterkrustenmaterials bei der Genese dieser Magmatite hin (HARMON et al. 1984, STEPHENS & HALLIDAY 1984). Das vorgeschlagene Wärmemodell würde die ***rasche und weitgehende Aufschmelzung intermediärer Basisgranulite*** (mit ~ 1.5Wt% $H_2O$ und ~ 0.5Wt% $CO_2$; HOLLAND & LAMBERT 1975) bei Temperaturen von 1100 – 1150°C erklären ($P_{tot.}$ = 16 – 17kb), ausgehend von einem gegenüber Andesitsystemen (EGGLER 1972, EGGLER & BURNHAM 1973) nahezu druckunabhängigen Verlauf der stark $H_2O$ – untersättigten Liquiduskurven im Mg – reicheren Monzodioritsystem (5.4.3). Die vorliegende Untersuchung (5.6.2) bestätigt die **direkte** genetische Verknüpfung hochtemperierter **Hypersthendiorite** ($T_E$ ~ 1100°C, $T_X$ ~1050 ± 60°C, bei $P_{tot.}$ = 3kb; Kap.IV + V und 6.3.3) mit der Aufschmelzung intermediärer Granulite (mit niedrigen initialen $^{87/86}Sr$ – Werten nahe 0.7040; STEPHENS & HALLIDAY 1984). Wegen der relativ **niedrigen** $^{18/16}O$ – Werte von 7.7 – 7.9‰ in der quarzfreien Monzodiorit – Normalfazies (Abb.22 + 90; HOERNES et al. 1985) erscheint hier eine Beteiligung mittel-

proterozoischer Granulite des **Lewisian** wahrscheinlich, da jungproterozoische Granulite des Grenvillian sowohl höhere $^{87/86}Sr$ – Werte (≧0.7050) als auch deutlich erhöhte $^{18/16}O$ – Verhältnisse von 9 – 10‰ zeigen (HARMON et al. 1984, *Fig.5* ).

Während die "hybriden" Quarzdiorite von Ballachulish erst auf dem jetzigen Aufschlußniveau (Magmenkammer in der Oberkruste, bei $P_{tot.} = 3kb$) ***"in – situ"*** durch Kristallfraktionierung und Assimilation pelitischer Xenolithe aus dem Monzodiorit hervorgingen (5.3.1/2, vgl. auch 6.3.1), könnte die "S – type" – Geochemie des **Granit** – Magmas (5.2; PITCHER 1982) analog des Modells für Etive – Granitoide (FROST & O'NIONS 1985) auf die Zumischung von maximal 20 – 30 Wt% Metasedimentmaterial des Dalradian (± Moinian?) bezogen werden (5.5.1), die das ca. 1000 – 900°C heiße Granitmagma bereits *syngenetisch* bzw. während seines Aufstiegs in die Oberkruste assimilierte. Diese Modellhypothese sollte durch eine *Wärmemengenberechnung* überprüft werden. *Quantitative*, modale und geochemische Daten des Moinian und Dalradian (als potentiellem "Mischungsmaterial") sind jedoch noch nicht zusammengestellt. Zudem ist eine Abschätzung von Teufenlage und Temperatur dieser lithologisch komplexen Metasedimente vor der Assimilation nur schwer möglich.

### 6.2.2 AUFSTIEG DER BALLACHULISH – MAGMEN IN DIE OBERKRUSTE

Der Aufstieg von Dioriten und Graniten wird bereits bei der Aufschmelzung durch ***volumetrische Expansion*** initiiert, wobei der Übergang fest – – > flüssig ein Überschußvolumen in der Größenordnung von 5 – 15% schafft (RAST 1970, S.352); dies wird auch in der Reduktion der Dichte (um ~ 5 – 8%) bei der Transformation **Diorit** bzw. Granit [GESTEIN] – – > **Diorit** bzw. Granit [GLAS] deutlich (**2.85** – 2.65 – – > **2.70** – 2.45 g/cm$^3$; CLARK 1966). Zusätzlich ist wegen des Dichteunterschiedes zwischen hochtemperierten "andesitischen" Schmelzen und der Kruste ein begrenzter ***Auftrieb*** zu erwarten; der Dichtekontrast dürfte bei **dioritischen** Magmen (Molfraktion {FeO + MgO} ~ 0.150) noch höher sein als bei den Fe – reicheren andesitischen Magmen (d [KRUSTE] ~ 2.8 – **2.9** g/cm$^3$, d [ANDESIT – SCHMELZE] ~ 2.7g/cm$^3$ bei ~ 1100°C/ $P_{tot.}$ ~ 15kb; MAALØE 1985, *Figs. XII – 1/2* ). Ebenso wie dieser Dichtekontrast förderte die Ausbildung tiefer kontinentaler Bruchstrukturen (JOHNSTONE 1979; PITCHER 1982, S.30), assoziiert mit regional unterschiedlicher isostatischer Hebung des zentralkaledonischen Krustenbereiches (SHACKLETON 1979, DEMPSTER 1985), den Aufstieg von Dioriten und Graniten entlang ***tektonischer Lineamente***, auf denen zuvor bereits ***gasreiche*** (Ultra)**Basite** aus dem Oberen Mantel bis zur Oberfläche durchschlugen (Stöcke und Schlotbrekzien der "Appinitsuite"; BOWES & WRIGHT 1967, WRIGHT & BOWES 1979). Die tektonische Aktivität dauert während der Konsolidierung des Dioritmagmas an (2.5), führte möglicherweise zur Effusion rhyodazitischer Vulkanite (6.3.1) und setzte sich bis in das Platznahmestadium des Granits fort (Subsidenzen der Diorithülle auf Ringstrukturen; 2.3).

MARSH (1982) erläutert potentielle magmatische Aufstiegsmechanismen, darunter Zonenaufschmelzung (*"zone melting"* ) und progressive plastische Deformation

der Nebengesteine (durch *"diapirism"*) sowie die blockförmige Zerlegung der thermisch vorgeheizten Dachpartie von Plutonen (*"stoping within the thermal halo"*). Entsprechend den Modellvorstellungen MARSH's (1982, S.848ff.) kann selbst ein kleiner Pluton *"I"* (Radius ~ **3 – 5**km, identisch mit dem *initialen* Radius des Dioritkörpers von Ballachulish; Abb.92 – 94) innerhalb der Lithosphäre Teufenunterschiede von **50 – 60** Kilometern überwinden, während ein innerhalb ≦0.1 – 0.3 Ma auf derselben Schwächezone folgender, gleichgroßer Diapir *"II"* bereits ~ 60 – **70** km zurücklegen kann. Hierbei ist die Aufstiegsrate entlang der nun vorgeheizten, niedriger viskosen Förderzone von ~ 10 – 15 **cm** /a ("I") auf nahezu 4 **m** /a erhöht ("II"). Für das hochtemperierte Dioritmagma von Ballachulish ergibt sich somit für einen ~ **50** Kilometer langen Aufstiegsweg aus der tektonisch verdickten Unterkruste (5.6.2 – 2) eine "Modellzeit" von ~ **0.3 – 0.5**Ma. Ähnliche Größenordnungen sollten für das jüngere Granitmagma gelten: Es drang zwar auf einer *vorgeheizten* Schwächezone auf, doch ist die Aufstiegsrate sowohl reduziert durch den **geringeren Radius** (~ 1.2 – 1.5km vor der *in – situ* – Expansion; Abb.93 + 94) als auch durch die um mehrere Größenordnungen **höhere effektive Viskosität** dieses als "Kristallsuspension" aufsteigenden Granitmagmas (6.3.1 – 2, 6.3.3).

### 6.2.3 ABKÜHLUNGSMODELL DES BALLACHULISH COMPLEX UND SEINER RAHMENGESTEINE

Abbildung 91 zeigt zwei theoretische Temperatur/ Zeit – Pfade für Magmatite und Rahmengesteine des Ballachulish – Komplexes, abgeleitet aus thermobarometrischen Daten und Mineralaltern (s.u.).

Im Zuge thermischer Relaxation nach der kaledonischen Tektogenese (vor ~ 520Ma) durchlief der Krustenbereich im Südwesten der Grampian Highlands (Abb.1 + 5) das thermische Maximum der Regionalmetamorphose vor **500 – 490** Ma (HARTE et al. 1984, DEMPSTER 1985; Abb.2). Pelitserien des Dalradian waren im Ballachulish – Areal während des *"Grampian event"* bis auf ~ **520 – 580** ± 50°C aufgeheizt und einem Druck von ~ **7 – 9** kb ausgesetzt (entsprechend ~ 25 – 30km Krustentiefe), wie eine thermobarometrische Auswertung der regionalmetamorphen Paragenesen *Chl – – Mu – – Bi* und *Gt – – Bi* durch PATTISON ergab (1985, S.427 – 429). Diese Temperaturen korrespondieren im Rahmen der Fehlergrenzen mit den Modellergebnissen einer 80 km östlich von Ballachulish gelegenen PT – Geotraverse (*"Perthshire transect"*; p/T = 7kb/ 530°C vor 500Ma; DEMPSTER 1985, *Fig.10*). Der im Ballachulish – Areal um 1 – 2 kb höhere Druck läßt sich auf größere **frühe** Hebungsbeträge (vor 520 – 490Ma) in den **Central** Highlands gegenüber den **Southern** Highlands beziehen (DEMPSTER 1985, *Fig.12*). So genügt eine geringfügige Erhöhung der Hebungsrate in der [520 – 490Ma] – Periode (0.3mm/a statt 0.2mm/a), um den beobachteten PT – Pfad in Abbildung 91 zu reproduzieren. (8kb/ 580 – 520°C – – > 3kb/ 250 – 225°C). Alle übrigen Hebungsraten sowie die geothermischen Gradienten und der Druckgradient (1kb/3.6km) sind dem Modell von DEMPSTER entnommen (1985, *Fig.10*), unter Berücksichtigung der

K – Ar – Mineralalter und Schließungstemperaturen $T_C$ regionalmetamorpher Muskovite (430 ± 20Ma für $T_C = 350 \pm 50^oC$; DEWEY & PANKHURST 1970) und eines Biotits (444 ± 19Ma für $T_C = 280 \pm 40^oC$; HARPER 1967).

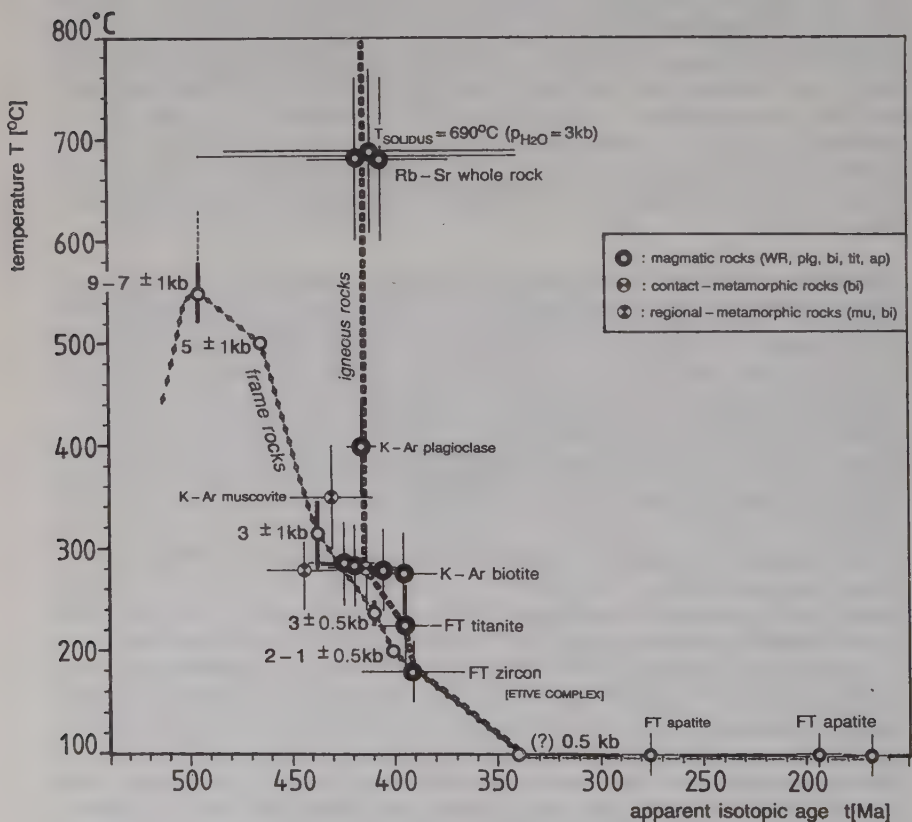
6.2.3 – 2 Abschätzung des PT – Pfades der Ballachulish – Magmatite

Nach starker Hebung des regionalmetamorphen Dalradian und einer Periode thermischer Relaxation vor 450 – 410 Ma (DEMPSTER 1985) generierte die Platznahme des Dioritmagmas in einem (noch 10 – 11km tief versenkten) Krustenbereich innerhalb von nur ~ 0.2 Ma (BUNTEBARTH 1986) eine 2 km breite thermometamorphe Aureole ($T > 450^oC$ bei $P_{tot.} = 3 \pm 0.5$kb; PATTISON 1985, MASCH & HEUSS – A. 1986). Gemittelte Rb – Sr – Gesamtgesteinsalter des Quarzdiorits (HARMON & HALLIDAY 1980), des Monzogranits und des Leukogranits (HASLAM & KIMBELL 1981) lassen sich mit 411 ± 60Ma als *Platznahmealter* des Ballachulish – Intrusivkomplexes interpretieren, da der relativ kleine, heiße Dioritpluton vermutlich in nur **0.9** ± 0.1Ma (BUNTEBARTH 1986, *Abb.8*) von seiner Platznahmetemperatur ($T_E$ ~ 1100 – 1050°C) bis zum Solidus abkühlte ($T_S = 690^oC$ bei $P_{H_2O} = 3$kb; 5.3), entsprechend einer Schließungstemperatur $T_C$ des Rb – Sr – Systems von 690 ± 80°C. Mit 412 ± 28Ma kann der Durchschnittswert aller radiometrischen Datierungen für $T_C = 690 - 280^oC$ (s.u.) als "beste Abschätzung" für das **Platznahmealter des zweiphasigen Ballachulish – Plutons** gelten, da die Intrusion des Granits ohne größeren zeitlichen Hiatus auf die Intrusion des Diorits folgte (6.3.1 – 2), entsprechend einem nahezu *"einphasigen"* Wärmeereignis.

Bei der Rekonstruktion der Abkühlungskurve der Magmatite in Abbildung 91 blieb ein K – Ar – datiertes *"Konzentrat von Biotit mit wenig Hornblende"* aus dem Quarzdiorit unberücksichtigt (387 ± 6Ma, $T_C$ ~ 520 – 480°C; BROWN et al. 1968): Die petrographische Auswertung (3.4.6 – 1) identischer Proben der nordwestlichen Quarzdiorithülle (*BA – QMD352*, Steinbrüche am Leitir Mhor) zeigte, daß grüner Amphibol nicht selten reliktische, teilweise reequilibrierte Augitpartikel einschließt (3.4.6 – 1) und Biotit neben Ilmenit und Magnetit auch retrograd gebildeten Zoisit und Leukoxen enthalten kann (3.4.7 – 4). Da solche Verwachsungen weder mit magnetischen noch gravimetrischen Methoden effektiv separierbar sind, läßt sich in diesem Fall das Verhalten des radiogenen Argons nur schwer definieren (Schließungstemperatur Tc ~= 200°C?). Somit ist der anomal niedrige Alterswert dieses Mineralkonzentrates, das von mehreren Autoren als *"Hornblende"* zitiert wurde, nicht als signifikant anzusehen.

Der T/t – Verlauf im Subsolidusbereich der Magmatite läßt sich anhand weiterer Datierungen abschätzen:
Hierzu zählen K – Ar – Abkühlungsalter zweier Plagioklasproben (415 ± 6Ma bei $T_C = 400 \pm 50^oC$; 3.4.1 – 8) und ein mittleres Biotit – Abkühlungsalter von **411** ± 18Ma bei $T_C = 280 \pm 40^oC$ (Mittelwert aus vier magmatischen und einer kontaktmetamorphen Biotitprobe; MILLER & BROWN 1965, HARPER 1967). Spaltspurendaten *FT* für Titanit aus der Quarzdiorithülle von Ballachulish (**395** ± 19Ma bei $T_C = 220 \pm 40^oC$) sowie für zwei Zirkonproben aus dem Cruachan – Granodiorit des benachbarten Etive Complex (**390** ± 25Ma bei $T_C = 180 \pm 30^oC$) stammen aus der Arbeit von HURFORD (1977). Apatit – Spaltspurenalter aus dem Ballachulish – Areal liegen mit 274 ± 13Ma (Olivinmonzonit der Appinitsuite, Kentallen) bzw. 176 ± 11Ma (Quarzdiorit, Leitir Mhor) und $T_C = 100 \pm 20^oC$ deutlich ***diskordant***, möglicherweise aufgrund subsequenter hydrothermaler Ereignisse (*"thermal resetting"*, HURFORD 1977).

**Abb.91**: Abkühlungsgeschichte des Ballachulish Igneous Complex und seiner Rahmengesteine, bezogen auf K – Ar – Mineralalter, Spaltspurendaten (*FT*) und Schließungstemperaturen dieser Mineralsysteme. Das Rb – Sr – Gesamtgesteinsalter wird als minimales Platznahmealter des Intrusivkomplexes interpretiert, bezogen auf die Solidustemperaturen der Systeme *Quarzdiorit* und *Granit* (690°C bei $P_{H_2O}$ = 3kb).
Der T/t – Pfad der Rahmengesteine ist nach den thermobarometrischen Untersuchungen von PATTISON (1985) und den PT – Modellen von DEMPSTER (1985) schematisch rekonstruiert.
Die Mineralalter aus magmatischen, regional – und thermometamorphen Gesteinen sind den Arbeiten anderer, im Text (6.2.3) genannter Autoren entnommen.



Wie Abbildung 91 zeigt, gleicht sich der Abkühlungsverlauf im Intrusivkomplex von Ballachulish bereits nach 15 ±5Ma (bei 200±30°C) dem T/t – Pfad der Rahmengesteine an. Diese Konvergenz fällt in eine Periode starker Hebung (~ 0.5mm/a vor 400 – 390Ma; DEMPSTER 1985). Hierbei wird der Krustenbereich der südwestlichen Grampian Highlands um 5 – 6 Kilometer gehoben, bevor die Platznahme des Glencoe – Ringkomplexes erfolgt (mit Effusion andesitischer Laven und Subsidenz des Hangenden um 5±0.5km; PATTISON 1985, S.444). Die "diskordanten" Apatit – Spaltspurendaten (s.o.) implizieren ein Nachlassen der Hebung vor 350 – 340 Ma, als der Krustenbereich der südwestlichen Grampian Highlands vermutlich noch 1 – 2 km tief versenkt war: Ein thermisches "Rückstellen" der Apatite auf mesozoische Alter erfordert eine Temperatur von *mindestens* 80°C (HURFORD 1977), die selbst bei Annahme eines (periodisch) hohen geothermischen Gradienten (40 – 60°C) erst in einer Teufe von 1 – 2 Kilometern erreicht wäre.

## 6.3 INTRUSIVKOMPLEX VON BALLACHULISH: MAGMENTEKTONIK, WÄRMEMODELL UND KRISTALLISATIONSVERLAUF

### 6.3.1 MAGMENTEKTONIK

Das hochtemperierte, bis in eine Druckregion von 3 ±0.5kb aufgedrungene Dioritmagma hatte bei seiner **Platznahme** ($T_E$ nahe 1100 – 1050°C) vermutlich nicht mehr als 1 ±0.5Wt% $H_2O$ in der Schmelze gelöst (4.5.2, 6.3.3). Ausgehend von der Petrogenese dieses Magmas (Aufschmelzung granulitischer Unterkruste mit *1.3* Wt% $H_2O$ und 0.4Wt% $CO_2$; 5.6.2 – 1) wäre eine periodische, tektonisch initiierte Druckentlastung denkbar (mit begrenzter Freisetzung einer $H_2O$/ $CO_2$ – Gasphase über Explosionsschlote, analog zur Appinitsuite, 6.2.2). Dies könnte die Fixierung des nun **adiabatisch** ***unterkühlten*** **Dioritmagmas** in einer Tiefe von 10 – 11 Kilometern verursachen, wobei die Schmelze zu diesem Zeitpunkt erst << 5 Vol% Kristallphasen enthielt (Cr – Augit und Mg – Hypersthen, vgl. Abb.57). Daher begann erst bei $T_X$ = 1050±60°C, als die *"trockene"* Schmelze ihre Liquidustemperatur bereits um ca. 50°C metastabil unterschritten hatte (5.4.4), die Hauptkristallisation von Pyroxenen und Plagioklas (6.3.3, Abb.96).

#### 6.3.1 – 1 Intrusion der Dioritsuite

Die Schemazeichnung der Abbildung 92a zeigt das rekonstruierte Modell des Ballachulish – Komplexes kurz nach der *in – situ* – Fraktionierung und Konsolidierung des Dioritmagmas. Entsprechend der Lage mesokrater Hypersthendiorite (Abb.90, *la – c*) und der subvertikal – zylindrisch umlaufenden Internstruktur dieser Adkumulatzone (Abb.18) läßt sich der ***initiale Magmenschub*** (bezogen auf die **Relativposition des heutigen Anschnittniveaus** nahe Meereshöhe) auf einen relativ kleinen, nur ca. 3*5 km messenden, elliptischen Intrusivkörper

reduzieren (Platznahmestadium *E I + E III(L)*, Abb.92a). Diese Magmenkammer, die mit (um ca. 1 – 2km) zunehmender Teufe bis auf maximal 5*8 km aufweitet (vgl. Abb.1b, 1.3.1 und Abb.8), bildet das Reservoir für ein intermediäres Magma, dessen rheologische Eigenschaften sich über andesitisch – tholeiitische Systeme abschätzen lassen: Diese besitzen bei $P_{tot.} = 3$kb und 1100 – 1000°C eine mittlere Dichte von 2.45 g/cm$^3$, wobei die Viskosität der trockenen Schmelzen $10^4 - 10^6$ Poises erreicht (MAALØE 1985). Die Viskosität sinkt pro 1 Wt% $H_2O$/ L jedoch um 1 – 2 log – Einheiten (SHAW 1965), so daß für das Dioritmagma von Ballachulish eine initiale Viskosität von ~ $10^3 - 10^4$ Poises realistisch erscheint. Da die *effektive* Viskosität $H_2O$ – untersättigter Schmelzen weniger von der Temperatur als von $X_{H2O}$ und vom Kristallanteil abhängt (SPERA 1980), kann das Monzodioritmagma während seiner Fraktionierungssequenz *Mesodiorit* – – > *Quarzdiorit* (5.6.1) theoretisch alle Stadien turbulenten bis laminaren Strömungsverhaltens durchlaufen, bevor die pseudoplastische Konsolidierung erfolgt (bereits 150 – 100°C oberhalb der Solidustemperatur; Abb.96). Hochenergetische, turbulente Magmenströmungen würden selbst innerhalb der **leukokraten** Quarzdiorit – Randfazies auftreten (2.4; PHILLIPS et al. 1983), falls die Assimilation von Pelitxenolithen Viskositätssenkung in der $SiO_2$ – reichen Restschmelze führt (über eine Erhöhung des $H_2O$ – Gehaltes; vgl. den Plagioklas – Zonarbau im Quarzdiorit: 3.4.1 – 3). Während des Platznahmestadiums *E I* (Abb.92a) bilden sich asymmetrische, steilstehende Konvektionsströmungen aus (vgl. PHILLIPS et al. 1981, 1983), wobei sich die Kristallfraktionierung *in – situ* vollzieht (vgl. PEARCE et al. 1981). Hierbei werden die Kumulusphasen *Andesin, Augit, Hypersthen, Apatit* und *Oxyde* konvektiv umgelagert (5.6.1) und entlang einer von Südosten und Osten zum Zentrum des Komplexes fortschreitenden, steilstehenden Abkühlungsfront durch Konsolidierung fixiert. So entsteht eine gleichkörnige, subvertikal stehende Adkumulatzone (*E I*), die nur im Südosten und Osten eine "abgeschreckte", feinkörnige Randfazies aufweist (Abb.7). Während sich im Zentralbereich des Magmenreservoirs fraktionierte Schmelze quarzdioritischer Zusammensetzung anreichert ($E\ III_{(L)}$), bewirken regionale tektonische Bewegungen eine Zugspannung mit begrenzter Rotation der Rahmengesteine. Hierbei werden thermometamorph geheizte Dachpartien im Norden und im Süden des Massivs instabil. Ihre schuppen – bis blockschollenförmige Zerlegung fördert die Ausweitung der Magmenkammer ins Hangende (*"stoping"*; MARSH 1982), wobei der pelitkontaminierte Quarzdiorit – Außenring auf dem heutigen Platznahmeniveau erscheint (Stadium $E\ II_{A+B}$, Abb.92a). Mit fortschreitender Konsolidierung der Diorithülle erreicht das Restmagma im Zentrum des Komplexes eine rhyodazitische Zusammensetzung (63 – 64Wt% $SiO_2$, annähernd fluidgesättigt mit ~ 5Wt% $H_2O$/ 3kb ?) und hat bei einer Temperatur von 850 ±50°C bereits die Stabilitätskurven für Biotit, Augit und Plagioklas erreicht bzw. unterschritten (vgl. Abb.82a und 96). Diese mobile Schmelze enthält nun ca. 10 – 15 Vol% fester Phasen, während Quarzdiorite (Zonen $E II_{A+B}$) bzw. Monzodiorite (Zone *E I*) bereits weiter abgekühlt sind und bei ~ 800 – 850°C zu mindestens 50 – 60 bzw. zu 85 – 95% kristallisiert sind (s.u.).

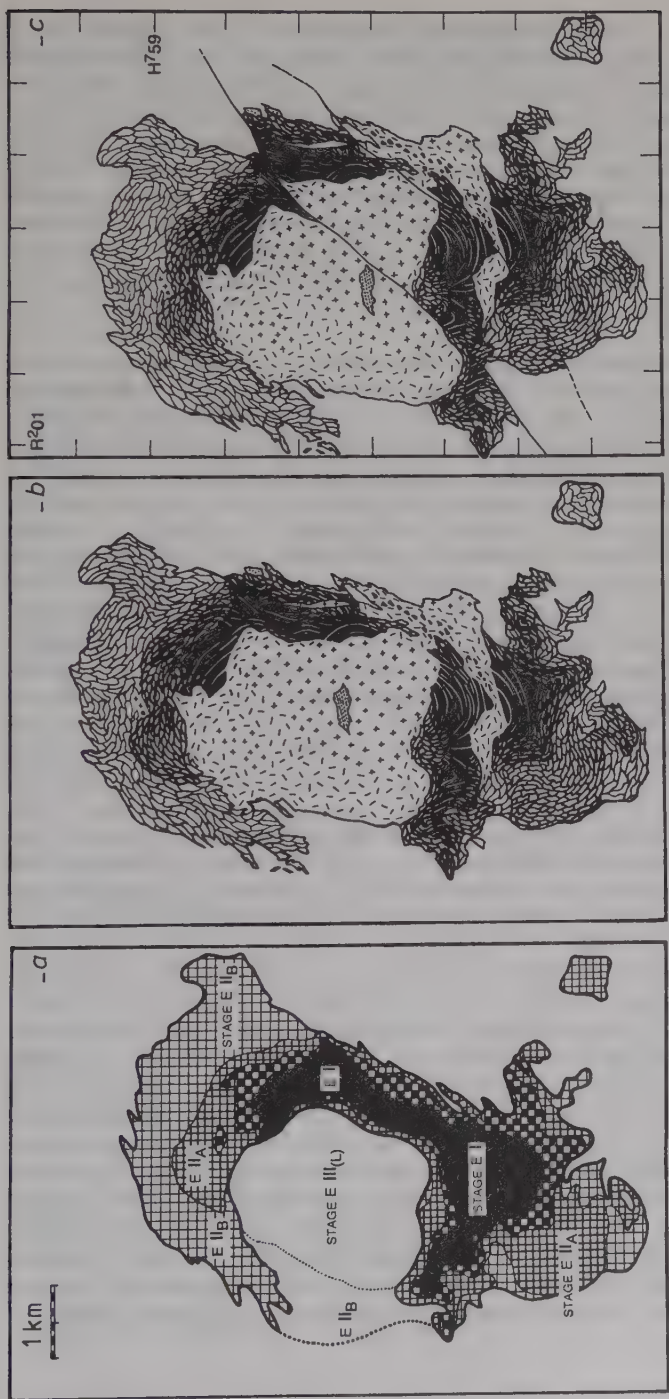



**Abb.92:** Magmentektonische Entwicklung des Ballachulish – Komplexes.

Abb. 92 a zeigt ein rekonstruiertes Platznahmemodell des Intrusivkomplexes (Stadien *I – III*; die Gesteinssignaturen entsprechen der Legende in Abb. 90). In den Abbildungen 92 b + c sind die Verhältnisse nach Platznahme des Granits (mit plastischer Deformation der Diorithülle, Abb. 18 + 93) sowie nach tektonischer Zerlegung des Komplexes dargestellt.
Ausführliche Erläuterung der Schemaskizzen im Text (6.3.1 – 1).

Vermutlich führt in diesem Spätstadium fraktionierter Dioritkristallisation eine intensive regionale Bruchtektonik (*Ballachulish – Lineament*, 2.5) noch vor dem Einsetzen isostatischer Hebungen zur Verbindung der "Rhyodazit" – Magmenkammer mit einem kaledonischen Zentralvulkan (vgl. auch MEIGHAN & NEESON 1979, S.719). Hinweise auf eine mögliche genetische Verbindung differenzierter Dioritsuiten mit rhyodazitischen Effusiva liefert HASLAM (1967) mit seiner petrographisch – geochemischen Untersuchung des nur 20 km südöstlich von Ballachulish gelegenen Ben Nevis – Ringkomplexes (1967, S.94 und *Tabs.1+2* : Quarzdiorite und Rhyodazite mit stark zonaren Plg – Einsprenglingen mit $An_{50-15}$, grüner Amphibol mit Augitrelikten, Biotit – Einsprenglinge; $SiO_2 = 63 - 66$Wt%, D.I. = 69.5 – 74).

Die tektonischen Ereignisse, welche in Ballachulish die Platznahme des Granits begünstigen, führen hier vermutlich nicht zur Absenkung eines "Zentralblockes" – – – im Gegensatz zu den auf seichterem Intrusionsniveau (~ 5km) liegenden Ringsubsidenzen von Glencoe und Ben Nevis (ANDERSON 1937, HASLAM 1967). Hierbei muß der in Ballachulish **geringere** Rheologiekontrast zwischen der ca. **10** km tief liegenden Magmenkammer und dem zu diesem Zeitpunkt noch auf 500 – 700°C aufgeheizten, duktilen Nebengestein berücksichtigt werden (PITCHER 1979, S.648). Das **Fehlen einer thermischen und chemischen Beeinflussung des Ballachulish – Granits mit Nebengesteinsmaterial** (2.5, 5.5) würde die Existenz eines "zentralen Blockes" allerdings nicht völlig ausschließen: MARSH weist nach (1982, *Fig.6* ), daß selbst in granitischen Magmen Nebengesteinsfragmente von **≧30** Metern Durchmesser (bei nur 50kg/m$^3$) bereits so schnell absinken, daß eine *"thermisch – chemische Kontamination"* nicht mehr nachweisbar ist. PITCHER führt dagegen an, daß vorgeheizte Dachpartien granitischer Magmenkammern eine **schalenförmige** Zergliederung zeigen und aufgeschlossene *"central blocks"* fast immer so stark **zerschert** sind, so daß das Konzept *"grosser, kompakter Einzelblöcke"* wenig realistisch erscheint (1979, S.647). Zudem läßt sich die starke Aufheizung und thermische Zonierung der breiten Kontaktaureole von Ballachulish nur über das Intrusionsmodell eines **Vollzylinders** simulieren, nicht jedoch über ein Ringmodell, das einen Nebengesteinsblock im Zentrum einschließt (BUNTEBARTH 1986; Abb.94 und 6.3.2).

### 6.3.1 – 2 Intrusion des Granits

Die vermutlich durch die Effusion einer rhyodazitischen Restschmelze *initiierte* Platznahme des Granits ist *gekoppelt* mit einer (begrenzten) ***in – situ*** **– Expansion des hochviskosen Magmas** (Abb.93: *"ballooning"* ; BATEMAN 1985b, PITCHER 1979). Die *"forceful intrusion"* des Granits in seine noch relativ hochtemperierten Rahmengesteine (konsolidierte Diorithülle mit 850 – 750°C und kontaktgeheizte Pelitserien mit 750 – 650°C, vgl. Abb.93) induziert sowohl die *plastische Deformation* **mesokrater** Pyroxendiorite und teilgeschmolzener Pelitserien als auch die *mechanische Mischung* (Hybridisierung) von Granit und **leukokraten** Quarzdioriten, bevor Teile der Mesodioritzone subsidieren und z.T. blockförmig zergliedert werden (Abb.92b). Im folgenden Abschnitt sollen die Rahmenbedingungen dieses komplexen rheologischen Verhaltens abgegrenzt werden.

Nach SHAW (1965) liegt die Viskosität granitischer Schmelzen (bei T = 900 – 800°C und 1.5 – 3Wt% $H_2O$) mit $10^6 - 10^8$ Poises bereits sehr hoch. Etwa 100 – 150°C unterhalb seiner Liquidustemperatur hat ein Granitmagma bereits so hohe Kristallanteile fraktioniert (≧50Vol%), daß die *effektive* Viskosität solcher *"Kristallsuspensionen"* **exponentiell** ansteigt (MAALØE 1985, *Fig.XII – 7*). Diese "Magmen" verhalten sich bei Unterschreiten eines *kritischen Schmelzanteils* nicht mehr wie NEWTON'sche **Flüssigkeiten**, sondern reagieren – – – je nach Verformungsrate – – – *"pseudoplastisch"* bis *"duktil"* (VAN DER MOLEN & PATERSON 1979, PITCHER 1979), wobei eine *"spröde"* Bruchverformung (Kataklase) erst im Bereich des Solidus zu erwarten ist (MURRELL & ISMAIL 1976, *Fig.6*). Selbst unter extrem geringen, geologisch realistischen Verformungsraten ($\dot{E} \sim 10^{-12} - 10^{-14}$/sec; GANDAIS & WILLAIME 1983) erfolgt der Übergang von einem suspensionsähnlichen Fließverhalten zu einer pseudoplastischen Rheologie **unabhängig** von der Gesteinszusammensetzung bereits bei (Rest)Schmelzanteilen von **30 – 35**Vol%, wobei der Absolutwert dieser ***kritischen Schmelzfraktion*** in erster Linie von **geometrischen Faktoren** (variable Größe und Kornform) bestimmt wird (VAN DER MOLEN & PATERSON 1979, S.314).

Voraussetzung für eine **differentielle Überprägung der Diorithülle** (plastische Deformation, Hybridisierung und bruchtektonische Zergliederung) ist die primäre ***chemisch – thermische Inhomogeneität*** dieser Gesteinszone (5.5.2; Abb.90). Ausgehend von den in HOFFMANN (1977), VAN DER MOLEN & PATERSON (1979) und PITCHER (1979) diskutierten rheologischen Grundmustern, läßt sich aus Modalanalysen der Typgesteine (Tab.II des Anhangs) sowie der petrogenetischen Auswertung der Kristallisationsfolge (Kap.IV; Abb.96) die magmentektonische Entwicklung des Ballachulish – Komplexes während der Platznahme des Granits rekonstruieren:

**(1)** Das Granitmagma intrudierte im Zentrum des Dioritrings in eine **Schwächezone** (*E III* in Abb.92a), die vermutlich durch die Effusion eines rhyodazitischen, $H_2O$ – reichen Residualmagmas geschaffen wurde (generiert während der Differentiation und Konsolidierung der Diorithülle). Der aufdringende Granitdiapir enthielt bei einer Temperatur von **900 – 800**°C bereits etwa **40 – 50** Vol% Kristallphasen (Plg + Akf + Bi, fraktioniert bei $P_{tot.} = 5 - 3$kb?). Anhand der Kristallisationsfolge kann der initiale $H_2O$ – Gehalt des Granitmagmas mit **3** ± 0.5 Wt% abgeschätzt werden (6.3.3; MAALØE & WYLLIE 1975, NANEY 1983). Auf Höhe des heutigen Anschnittniveaus war das Volumen der hochviskosen granitischen "Kristallsuspension" anfänglich begrenzt (*"mushy magma"*, entsprechend der gestrichelten Linie um die *Normalfazies* des Granits in Abb.93), expandierte jedoch bei kontinuierlicher Zufuhr pseudoplastischen Materials aus der Tiefe (PITCHER 1979, S.633 + 646; BATEMAN 1985b). Relativbeträge dieser *in – situ* – Expansion durch *"ballooning"* sind in Abbildung 93 über Pfeile symbolisiert. Die Expansion wurde vermutlich in erster Linie durch Verdrängung eines rhyodazitischen "Restmagmas" begünstigt (s.o.), weniger jedoch durch eine plastische Deformation der Diorithülle (hier ist die Verformung nur gering, vgl. 3.4.1 – 6).

**Abb.93:** Verteilung plastisch deformierter Plagioklase und Biotite in der Diorithülle von Ballachulish.
1: Stark deformierter Plagioklas (vgl. Abb.18); 2: Deformierter Biotit / schwach deformierter Plagioklas; 3: Hypothetische Begrenzung des Granitdiapirs vor der *in-situ* - Expansion (Pfeile) und Hybridisierung seiner Randzone (außerhalb der gestrichelten Linie); 4: Übergangszone zwischen Quarzdiorit und hybridem Granodiorit (Zone *IIA*, Abb.90); 5: Areale beginnender Kontaktanatexis in pelitisch - semipelitischen Rahmengesteinen (>660 - 720°C /$p_{tot.}$ = 3kb, PATTISON 1985; vgl. Abb.90).
Lithologische Grenzen zwischen Diorit und Granit entsprechen Abb. 6 + 90.

(2) Während der Platznahme und Expansion der Granitsuspension (mit 50 – 60Vol% Schmelzanteil) war die Diorithülle bei einer Temperatur von ~ 850 – 800°C zwar weitgehend konsolidiert, doch enthielten **leukokrate** Quarzdioritpartien nahe der internen Kontaktzone *Diorithülle/ Granit* noch mindestens **30 – 35** Vol% Restschmelze (~ 100 – 150°C oberhalb ihrer Solidustemperatur $T_S$ von 680°C bei $P_{tot.} = 3$kb; 5.3.3). Quarzdiorite in der Außenzone des Komplexes ($E\ II_B$) und Quarzmonzodiorite der Zone $II_A$ (Abb.92a) führten allenfalls noch **25 – 30** Vol% Restschmelze. Diese Gesteine waren ebenso wie quarzfreie Hypersthendiorite der Zone $E\ I$ ($T_S = 760 \pm 10$°C, ≦5 – 15Vol% Restschmelze bei ~ 800°C) zu diesem Zeitpunkt nur noch ***plastisch*** deformierbar, da die Schmelzanteile hier unterhalb der *"critical melt fraction"* von 30 – 35 Vol% lagen (s.o.).

(3) In Abbildung 93 ist die Verteilung deformierter Mineralphasen innerhalb der Diorithülle von Ballachulish dargestellt. Deformationen bewirken in variabler Intensität ausschließlich die plastische Verformung von *Plagioklas* und *Biotit* im **Kornbereich**. Eine durchgreifende Verstellung der primär – magmatischen, subvertikal stehenden Adkumulattextur aus fluidal eingeregelten Plagioklasen und Pyroxenen (Abb.19b + 22) ist jedoch nirgends feststellbar (3.4.1 – 3/6). Daher ist auch die im **stumpfen** Winkel an den Granitkontakt grenzende Xenolith – und Mineralregelung in pyroxenführenden Mesodioriten in der Mitte und im Nordwesten des Komplexes, nicht durch *"flattening"* kontaktparallel angepaßt (PHILLIPS et al. 1983, BATEMAN 1985b). Deformierte Plagioklase sind auf die sichelförmige Zone **mesokrater Pyroxendiorite** beschränkt (Abb.51 + 90), wobei die Verformung in **quarzfreien** Kernbereichen dieser Zone besonders intensiv ist (3.4.1 – 6). Da die Hypersthendiorite während der Deformation erst auf **800 ± 50**°C abgekühlt waren und Biotit hier erst im Subsolidusbereich ≦760 – 770°C erscheint (Abb.96), bleibt diese OH – Phase hier undeformiert. Im Quarzdiorit kristallisiert Biotit bereits als Liquidusphase (Abb.51), so daß er hier ebenso wie Plagioklas plastisch verformt wird, falls vor der Deformation ein rheologisch kritischer Schmelzanteil von 30 – 35 Vol% unterschritten wurde.

(4) An allen Stellen, an denen das aufdringende Granitmagma mit leukokraten, erst teilkonsolidierten Quarzdioritpartien in Berührung kommt (mit ≧30 – 40Vol% Interkumulusschmelze), bilden sich Zonen rheologischer Unstetigkeit. Die hier entstehenden **Scherspannungen**, die bei Einlagerung "starrer" Körper (Pelitxenolithe, Cpx – , Plg – , Akf – Großkristalle) noch intensiviert werden (KOUCHI & SUNAGAWA 1985, *Figs.1 + 5c*), fördern die ***hybride Mischung*** von Granit und leukokratem Quarzdiorit, wobei sich breite "Übergangszonen" granodioritischer Bauschzusammensetzung bilden (2.3; Abb.93, Signatur *4*).

(5) Innerhalb einer in Abildung 93 schwarz dargestellten Zone wurden die Rahmengesteine bereits wahrend der Platznahme des Diorits auf mindestens 660 – 720°C geheizt (Abb.90; PATTISON 1985), was in pelitischen Serien bis zur Kontaktanatexis führte (L≦5 – 10Vol%, PATTISON 1985). Auch solche teilgeschmolzenen Bereiche wurden während der Granitintrusion plastisch deformiert. Bereichsweise bildeten sich auch Schollenmigmatitzonen (2.2), begünstigt durch den Rheologiekontrast zwischen "starren" Hornfelslagen und "plastisch –

mobilen" Teilschmelzlagen (entsprechend dem primär – sedimentären Lagenbau *Pelit // Semipelit* ).

(6) Mit dem Einsetzen schneller regionaler Hebung gekoppelte, rotationale Scherbewegungen führen zu lokalen Subsidenzen der Diorithülle innerhalb des noch mobilen Granitmagmas (mit geringerer Dichte), wobei speziell der mittlere bis östliche, plastisch deformierte Außenrand der Hypersthendioritzone agmatitisch zerlegt wird (Abb.14 + 82b; vgl. HOFFMANN 1977). Blockförmig subsidierte Partien der Diorithülle zeichnen mehrere *"ring – dyke"* – Strukturen nach, deren Bruchmuster steilstehend – zylindrische und flachliegend – schalenförmige Frakturen kombinieren (Abb.8, Profile *2 + 4* ; PITCHER 1979, S.647).

(7) Die enge genetische Verknüpfung zwischen **plastischer Deformation** und **bruchtektonischen Prozessen** sowohl innerhalb der Magmatite als auch in ihren Rahmengesteinen (Schollenmigmatite) im Spätstadium der Magmenentwicklung läßt sich nur unter Annahme eines *offenen Systems* deuten. "Offene" Bedingungen mit $P < P_{tot.}$ begünstigen die Abquetschung alkalischer Restschmelzen (VAN DER MOLEN & PATERSON 1979; lokales *"filter pressing"* innerhalb der Diorite, vgl. Abb.84b) und führen später auch zur raschen Kristallisation fraktionierter, $H_2O$ – reicher Restschmelze im Zentrum des Intrusivkomplexes (aplitischer Leukogranit; HASLAM & KIMBELL 1981). Hier bewirkt eine tektonisch induzierte Druckentlastung den weitgehenden $H_2O$ – Verlust über eine freie Gasphase (vgl. TINDLE & PEARCE 1981, S.206). Sie ist gekoppelt mit der Genese pegmatitischer Flachgänge und steilstehender Rhyolith – Dykes (2.3). Unter weiterer Krustenhebung wurden die Ballachulish – Magmatite von zahlreichen Dioritporphyritgängen der jungkaledonischen Ben Nevis – Suite diskordant durchschlagen (BAILEY & MAUFE 1960), bevor der Intrusivkomplex entlang reaktivierter Blattverschiebungen *linkshändig* zerschert wurde (*"Ballachulish fault"*, 2.5; Abb.92c).

### 6.3.2 WÄRMEMODELL DES BALLACHULISH – KOMPLEXES

Als Grundlage für eine Wärmemodellierung des Ballachulish – Komplexes (BUNTEBARTH 1986) dienten die beiden Schemazeichnungen der Abbildung 94 (TROLL & WEISS 1984). Die tektonisch versetzte Zonenfolge innerhalb des Intrusivkomplexes (Abb.6) ist anhand der relativen Blattverschiebungsbeträge von ~ **700** m (*"Ballachulish fault"* ) und ~ **100** m (*"Beinn a'Beithir fault"*, südöstlich davon) rekonstruiert (vgl. Abb.92b). Unter Annahme einer subvertikalen Lage wurde der Verlauf aller Kontakte auf den Bereich von – 500m bis + 1500m (ü.NN) extrapoliert und die flächenhafte Verteilung *A* der vier Gesteinstypen ***Monzodiorit***, ***Diorit***, ***Quarzdiorit*** und ***Granit*** graphisch ermittelt (Abb.94a). Granitisch – granodioritische *"ring – dyke"* – Apophysen (2.3) sind dabei in den porphyrischen Hauptkörper des Granits integriert (vgl. Abb.6 mit Abb.94a). Die *mittlere* Höhenlage $<H>$ der Dachpartien (ü.NN) von Monzodiorit, Diorit und Quarzdiorit in den drei Hauptzonen der Diorithülle ist ebenso wie die *mittlere* Höhe der Dachpartie des Granits ü.NN abgeschätzt, wobei der Grad der Xenolith –

Kontamination, die Mafitverteilung (Biotit) und die Magmentektonik berücksichtigt wurden (Abb.17 + 18 + 51). Die Berechnung des Volumens *V* für die jeweiligen Gesteinsanteile bezieht sich auf die Höhenlage zwischen dem Meeresspiegel (0 m) und dem hypothetischen **Niveau der Dachpartie** $<H>$ (Abb.8).

In Abbildung 94b ist der Ringkomplex als symmetrisches, zylinderförmiges Modell dargestellt, um die Berechnungen zur Geothermie zur erleichtern. Dabei sind zwei der Subzonen (Monzodiorit und Diorit) zu einer *"Dioritzone"* zusammengefaßt (Mesodiorite *1A + 1B*). Mesodiorite und Quarzdiorite sind zwar einem annähernd "einphasigen" Intrusionsvorgang zuzuordnen (3.2.1), besitzen jedoch, bezogen auf das heutige Anschnittniveau, **unterschiedliche** Platznahmetemperaturen (Mesodiorite mit $T_E = 1100 - 1050^oC$, Quarzdiorite mit $T_E \sim 1000^oC$).

Abbildung 95 zeigt ein schematisches **thermisches Profil über den Nordostkontakt** des Ballachulish Complex. Die Lage der 2.5 km langen Traverse ist in Abbildung 94a markiert (*thermal profile*). Maximaltemperaturen der Pyroxenkristallisation (Abb.69) innerhalb der Monzodiorit – Normalfazies und ihrer modifizierten, z.T. quarzführenden oder abgeschreckten Randfazies wurden auf die Profillinie projiziert. Die Daten zahlreicher, bei Abbildung 95 aufgelisteter kontaktmetamorpher Reaktionen in Semipeliten und Peliten (PATTISON 1985) bzw. in Karbonaten und Kalksilikaten (MASCH & HEUSS – A. 1986) sind ebenfalls markiert ($P_{tot.} = 3kb$). Die beiden gestrichelten Kurven $QTZ_{dry}$ bzw. $PEL_{H2O^+}$ geben die maximal erreichte Temperatur quarzitischer bzw. pelitischer Nebengesteine als Funktion der Kontaktentfernung an (BUNTEBARTH 1986, *Abb.6*). Hier wurde die thermische Wirkung eines zweiphasigen Vollzylindermodelles (Abb.94b) mit einer Platznahmetemperatur $T_I$ von 1050°C, einer Nebengesteinstemperatur $T_{CR}$ von 250°C sowie Solidustemperaturen $T_S$ von 750°C (Diorit) bzw. 680°C (Granit) rechnerisch simuliert, ohne Annahme einer Subsolidus – Wassermigration in die Nebengesteine (siehe 6.3.3). Bei Peliten ist eine begrenzte Wärmesenke berücksichtigt, die durch endotherme Dehydratationsreaktionen verursacht wird (BUNTEBARTH 1986).

Aus Abbildung 95 ist ersichtlich, daß semipelitische Nebengesteine am Intrusivkontakt auf **800** ± 50°C geheizt werden, entsprechend der Modellkurve $QTZ_{dry}$. Eine Abschätzung der Kontakttemperatur nach dem Schema von JAEGER (WINKLER 1979, S.100) ergibt Werte von 850 – 880°C; sie entsprechen im Rahmen der starken Vereinfachungen der JAEGER – Modelle (*"plattenförmige"* bzw. *"gangförmige"* Intrusion) und der Unsicherheiten bei der Ermittlung der Nebengesteinstemperatur $T_{CR}$ vor der Intrusion (~ 220 – 250°C, Abb.91) den von BUNTEBARTH (1986) präsentierten Temperaturen. Auch in größerer Kontaktentfernung korrespondiert der von BUNTEBARTH simulierte Temperaturverlauf mit den geothermometrischen Daten, berücksichtigt man die relativ **hohe Wärmeleitfähigkeit** der semipelitisch – quarzitischen Serien im östlichen Nebengesteinsrahmen (6.3.1).

**Abb.94**: Vereinfachtes Modell der Verteilung magmatischer Gesteine im Ballachulish Complex (siehe Abb.6+8). In der Schemazeichnung der Abbildung 94 b sind die Typgesteine *Monzodiorit* (*1A*) und *Diorit* (*1B*) zu einer "Dioritzone" zwischen dem Quarzdiorit – Außenring (*1C*) und dem Granit im Kernbereich (*2*) schematisch zusammengefaßt. Ausführliche Erläuterung im Text (6.3.2).

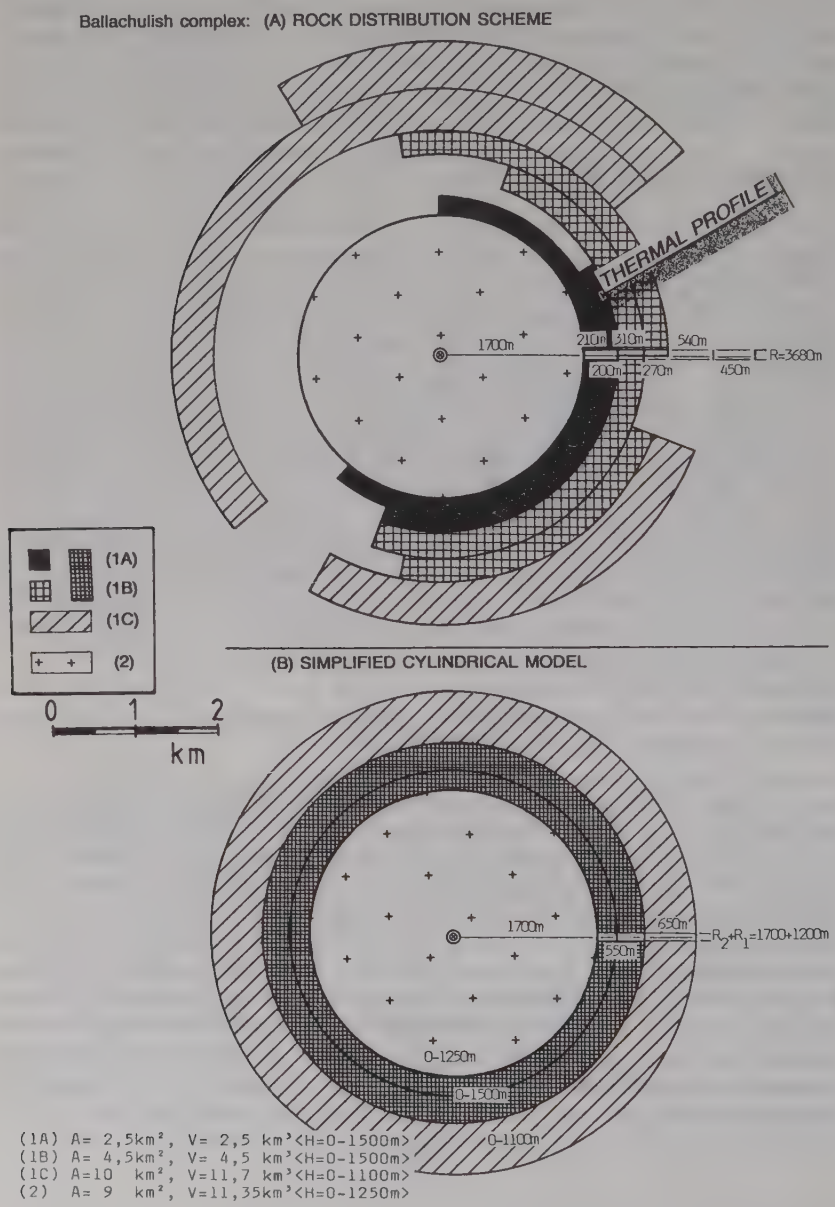
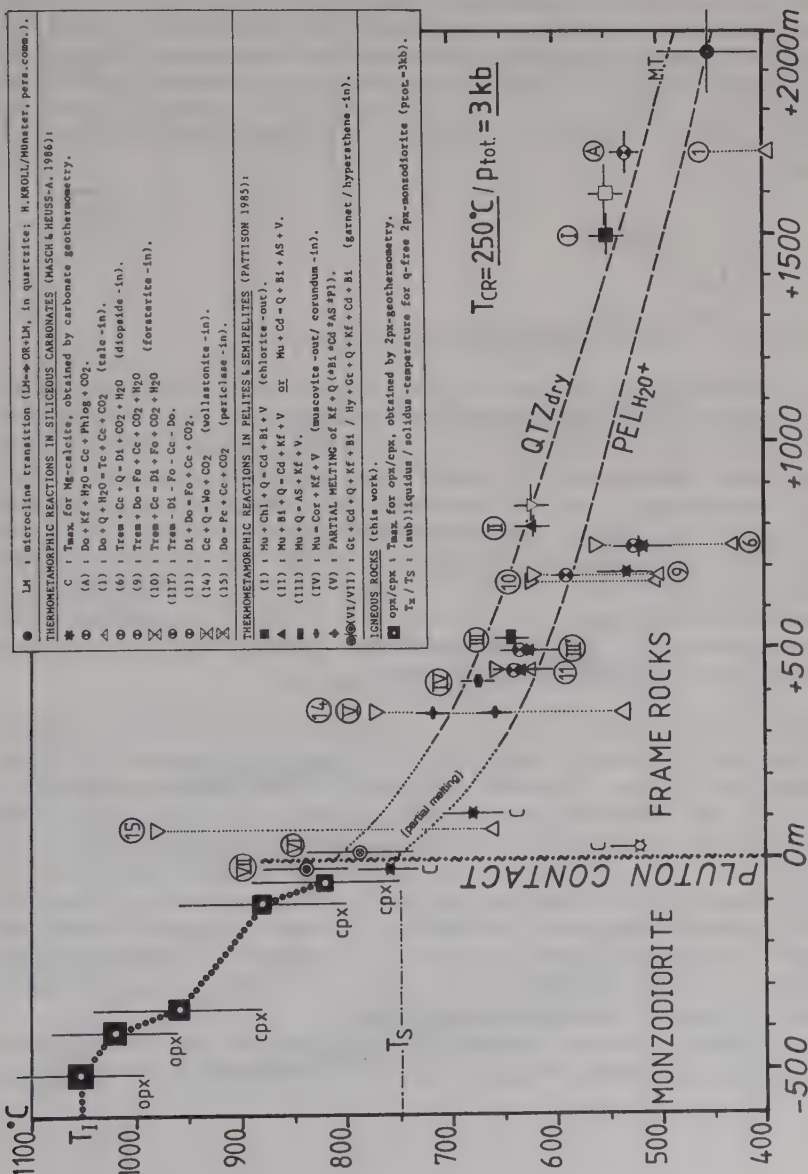


**Abb.95**: Thermisches Profil über Ostrand und Kontaktaureole des Intrusivkomplexes von Ballachulish, abgeleitet aus geothermometrischen Daten (Abb.69; PATTISON 1985, MASCH & HEUSS – A. 1986). Während der Kontaktheizung erreichte Maximaltemperaturen der Rahmengesteine sind über die Kurven *QTZ* und *PEL* simuliert (BUNTEBARTH 1986). Zur Lage des Profils siehe Abb. 94a. Ausführliche Erläuterung des Diagrammes im Text (6.3.2).



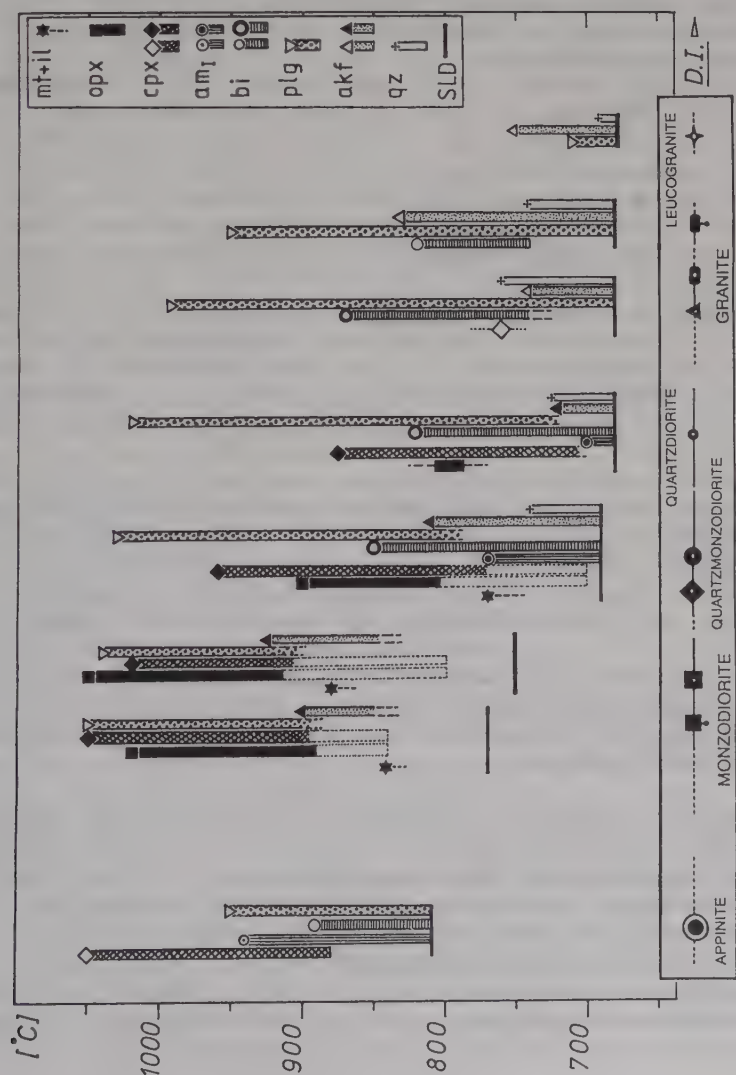
Bedeutende Abweichungen zu niedrigeren Temperaturen zeigen einzelne Karbonatreaktionen: Anomal niedrige Werte der Karbonatthermometrie *C* am Intrusivkontakt können auf eine **retrograd – hydrothermale** Überprägung bezogen werden, möglicherweise verursacht durch eine ***magmatische*** Fluidphase, die erst nach Abkühlung des zentralen Granitkörpers auf 700 – 660°C freigesetzt wurde (6.3.3). Die Ausbreitung dieser Fluids beschränkte sich jedoch nahezu ausschließlich auf **tektonisch vorgezeichnete** Wegsamkeitsbahnen (Skarne und Aplit – / Pegmatit – Flachgänge; 2.3). Hierbei blieben selbst geringmächtige lithologische Einheiten (Pelit/ Quarzit/ Karbonat) weitgehend als *geschlossene Systeme* mit steilen chemischen und isotopischen Gradienten konserviert (PATTISON 1985, S.438 + 439; HOERNES et al. 1985; MASCH & HEUSS – A. 1986).

### 6.3.3 KRISTALLISATIONSVERLAUF

In Abbildung 96 sind alle in den Abschnitten 4.2 – 4.4 bei $P_{tot.} = 3$kb ermittelten **Kristallisationstemperaturen** der Mineralphasen in Dioritsuite und Granit für $P_{tot.} = 3$ kb am Beispiel der Typgesteine ***Appinit*** (Hornblendebasit), ***Monzodiorit***, ***Quarzmonzodiorit***, ***Granit*** und ***Leukogranit*** aufgetragen, deren D.I. – Intervallbreiten in der Basisleiste schematisch abgegrenzt wurden (vgl. auch Abb.82c). Die Kristallisationsintervalle gesteinsbildender Mineralphasen (Il + Mt, Opx, Cpx, Am – 1, Plg, Akf und Qz) sind anhand petrographisch – textureller Daten (vgl. Abb.24 + 25a, 57 – 60) und anhand von Schmelzexperimenten natürlicher Gesteine (s.u.) rekonstruiert, wobei der aus Modellsystemen (5.3.2) und anhand von Literaturdaten abgeleitete Solidus (Abb.81 + 82) ebenfalls markiert ist (*SLD* = Solidus bei *"fluid – excess"*).

Der **$H_2O$ – Gehalt** in Monzodioriten (~ 1 Wt%) und Quarzmonzodioriten (~ 1.5 Wt%) könnte als "Eigenwasser" bereits initial fixiert sein (4.5.2), da eine signifikante Umwandlung dieser "trockenen" Mesodiorite über eine postmagmatisch – hydrothermale Fluidmigration nirgends festzustellen war. So zeigen Alkalifeldspäte nur eine begrenzte Entmischung (Perthite des "Granulittyps" *1 + 2*, Abb.33; vgl. auch 4.3.2), wobei die fehlende bis geringe Serizitisierung des Plagioklas (Abb.29) mit niedrigen, nicht bei Subsolidustemperaturen überprägten $^{18/16}O$ – Werten gekoppelt ist (HOERNES et al. 1985). Dagegen bewirkte eine **spät – bis postmagmatische Fluidmigration**, ausgehend von ***leukokraten Quarzdioriten*** und dem ***Granitkörper*** (hier speziell im zentralen Leukogranitstock, vgl. 5.5.1) deutliche retrograde Veränderungen:
Hierzu zählen neben einer lokalen Kontaktmetasomatose und der Injektion von Pegmatiten in die Diorithülle (2.3) vor allem die durchgreifende Reequilibrierung

**Abb.96**: Schema des Kristallisationsverlaufes im Intrusivkomplex von Ballachulish (isobare Bedingungen, $P_{tot.}$ = 3 kb; Pufferbereich NNO– – > HM). Aufgetragen sind geothermometrisch abgeschätzte (volle Symbole) und aus Modellsystemen extrapolierte (leere Symbole) Kristallisationstemperaturen von Erzphasen, Pyroxenen, Amphibol, Biotit, Feldspäten und Quarz in den Typgesteinen ***Appinit*** (Hornblendebasit), ***Monzodiorit***, ***Granit*** und ***Leukogranit*** (Symbole analog Abb.76). Die Solidustemperatur (*SLD*) wurde aus Modellsystemen (5.3.2) und anhand von Literaturdaten (Abb.81 + 82) für $P_{H_2O}$ = 3kb angenähert. D.I. – Werte und geologische Position der in der Basisleiste markierten Typgesteine sind den Abbildungen 82c und 90 zu entnehmen. Weitere Erläuterungen im Text (6.3.3).



von Oxydphasen (4.4.3, Abb.75f), eine intensive Serizitisierung von Plagioklas (bei erhöhten $^{18/16}O$ – Werten; Abb.22) grob entmischte, flecken – bis flaser-perthitische Alkalifeldspäte (Abb.33) und chloritisierte Biotite, gekoppelt mit einer charakteristischen "Rötung" des *"pink granite"* (3.1). Sie ist bereichsweise mit der Bildung von Miarolen und einer Cu – Mo – Vererzung verknüpft (HASLAM & KIMBELL 1981).

Sowohl der Wassergehalt des differenzierten quarzdioritischen Magmas (das mit fortschreitender Kristallfraktionierung innerhalb der Mesodioritzone immer mehr $H_2O$ anreicherte) als auch der "initiale" Wassergehalt des jüngeren Granitmagmas können über den Vergleich der petrographisch beobachteten Kristallisationsfolge mit experimentellen Daten $H_2O$ – untersättigter Magmensysteme abgeschätzt werden:
ROBERTSON & WYLLIE (1971a; *Fig.8*, Granodiorit *766* /D.I. = 76.5), MAALØE & WYLLIE (1975; *Fig.1*, Granit *MG – 1* /D.I. = 87), und NANEY (1983; *Figs.1 – 4*, synth. Granodiorit /D.I. = 72.5 und synth. Granit /D.I. = 83.5) zeigten, daß sich bei $H_2O$ – untersättigten Bedingungen die Kristallisationsfolge von Alkalifeldspat, Biotit und Quarz als Funktion von Temperatur und $H_2O$ – Gehalt ändert, wobei **oberhalb** 2 kb die Druckabhängigkeit der Liquiduskurven relativ gering ist (+5 bis +15°C pro 1kb Druckzunahme; NANEY 1983). Da die Sauerstoffugazität bei der Kristallisation von Quarzdiorit und Granit im Ballachulish Complex vermutlich zwischen den Pufferkurven NNO und HM lag (4.4.3, analog der $f_{O_2}$ – Bedingungen bei den Experimenten von ROBERTSON & WYLLIE 1971a und NANEY 1983), muß die Temperaturstabilität des unter **NNO** – Bedingungen von MAALØE & WYLLIE (1975) synthetisierten Biotits ($X_{Fe}$~ 0.60) um ca. 50°C nach unten korrigiert werden, entsprechend dem T/$f_{O_2}$ – Diagramm in WONES & EUGSTER (1965, *Fig.5* ).

Aus der Position der Liquiduskurven in den von ROBERTSON & WYLLIE, MAALØE & WYLLIE und NANEY (op.cit.) bei unterschiedlichen $H_2O$ – Gehalten bearbeiteten Systemen *Granodiorit* – – *Granit* (D.I. = 72.5 – 87) und der petrographisch abgeleiteten Kristallisationsfolge im leukokraten Quarzdiorit (Plg – – > Bi – – > Qz; Akf als Solidusphase, vgl. Abb.19a + 39) und im Granit (Plg – – > Akf – – > Bi – – > Qz; vgl. Abb.30 + 60) lassen sich in Ballachulish $H_2O$ – Gehalte von **2.5 – 3** Wt% für das **Quarzdioritsystem** (D.I. = 67 – 73) bzw. **3 – 3.5** Wt% für das **Granitsystem** (D.I. = 78 – 87) abschätzen. Im Hybridgranit erscheint Biotit vor oder gleichzeitig mit Alkalifeldspat (vgl. Abb.25a/ links), was $H_2O$ – Gehalten von **2.5 – 3** Wt% entspricht.

Die Schemazeichnung der Abbildung 96 soll als **Konzept des Kristallisationsverlaufes** innerhalb des Ballachulish Complex dienen. Es stellt eine Synthese aller bisher für dieses Intrusivgebiet verfügbaren Daten dar. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß Plagioklas, Orthopyroxen und Klinopyroxen selbst in der Normalfazies der Dioritsuite vermutlich ***metastabil*** aus einer adiabatisch "unterkühlten" Schmelze kristallisierten (~ 50 – 80°C unterhalb ihres thermodynamischen Gleichgewichtsliquidus; 5.4.2/4). Zusätzlich muß mit einer **magmatischen Reequilibrierung** von Klinopyroxen, Alkalifeldspat und Oxydphasen gerechnet werden (4.2 – 4.4), so daß ihr Kristallisationsbeginn in Abbildung 96

immer über geothermometrisch ermittelte *Maximaltemperaturen* approximiert wurde (dagegen entsprechen punktierte Intervalle in Abb.96 *unteren* Reequilibrierungstemperaturen für Opx + Cpx). Der Kristallisationsverlauf in Basiten der Appinitsuite (D.I.~ 35) und im aplitischen Leukogranit (D.I.~ 91) ist aufgrund der speziellen geotektonischen Positionen dieser ehemals $H_2O$ – reichen Magmen (6.3.1) unter **wassergesättigten** Bedingungen modelliert ($P_{H_2O}$ = 3kb, entsprechend den Stabilitätsdaten in Abb.81 und den *"In"* – Kurven der Abb.82). Eine Wassersättigung der Restschmelze ist im Granit und im Quarzdiorit frühestens 20 – 10°C oberhalb der Solidustemperatur dieser Systeme zu erwarten ($T_S$ ~ 680°C bei $P_{H_2O}$ = 3kb). Innerhalb *quarzfreier* Hypersthendiorite (mit ~ 0.8 – 1.1 Wt% $H_2O$) wird eine freie $H_2O$ ($\pm CO_2$) – Gasphase allenfalls im **Subsolidusbereich** freigesetzt (≦ 770 – 750°C; 5.3.3) – – – unter "trockenen" Bedingungen (*fluid – absent*) wäre der Solidus hier jedoch bereits nahe **800** ± 50°C erreicht.

## 6.4 AUSBLICK AUF ERGÄNZENDE FORSCHUNGSARBEITEN

Eine Fortführung und Ergänzung dieser Arbeit erscheint mir in folgenden Bereichen besonders aussichtsreich:

(1) Detaillierte Auswertung der Nukleationsdichte und Kristallmorphologie von Plagioklas und Orthopyroxen im Diorit (mögliches metastabiles Wachstum dieser Phasen unterhalb des Gleichgewichtsliquidus; vgl. 5.4.4, 6.3.3).
(2) Elektronenmikroskopische Untersuchung (TEM) kryptoperthitischer bis mesoperthitischer Alkalifeldspäte im Monzodiorit (Periodizität lamellarer Entmischungen als Funktion der Abkühlungsrate; vgl. 3.4.2 – 5, 4.3.2).
(3) Quantifizierung volatiler Komponenten (F, $CO_2$, $H_2O$) im Gesamtgestein sowie Analyse von {OH, F} und $Fe^{3+}$ in Biotiten.
(4) Berechnung eines Modelles zur Kristallfraktionierung der Suite Monzodiorit – – > Quarzdiorit (vgl. 5.6).
(5) Messung vollständiger REE – Spektren der Hypersthendiorite *OC – D278* und *OC – MD98* über Neutronenaktivierung (genetische Verbindung mit lewisischen Pyroxengranuliten; vgl. 5.6.2, 6.2.1).
(6) Experimentelle Untersuchung der Phasengleichgewichte an den Hypersthendioriten *OC – D278* und *OC – MD98* (Schmelzexperimente bei $P_{tot.}$ = 3kb, $fo_2$ gepuffert nahe NNO, mit 0.5 – 1.5Wt% $H_2O$ im System; vgl. 4.2.4, 4.4.3, 4.5.2 und Abb.96).
(7) In Kooperation mit Forschungsinstituten in Edinburgh und Glasgow sollte über eine detaillierte Literatur – Recherche geprüft werden, inwieweit sich die vorliegende Modellstudie der Hypersthendiorite von Ballachulish auf die Genese ähnlicher *"pyroxene – mica – diorites"* in zahlreichen Intrusivkomplexen der Schottischen Kaledoniden übertragen läßt – – – darunter Ben Nevis, Garabal Hill, Glen Tilt und Arrochar.

## LITERATURVERZEICHNIS

**AKIMA, H. (1978):** A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points.
ACM Trans. Math. Software 2, 160 – 164.

**ANDERSEN, D.J. & LINDSLEY, D.H. (1984):** Application of a two – pyroxene thermometer: Correlation of apparent temperature with $Al_2O_3$ in augite.
Lunar Planet. Sci. XV, 7 – 8.

**ANDERSON, E.M. (1937):** The dynamics of formation of cone – sheets, ring – dykes and cauldron – subsidences.
Proc. Roy. Soc. Edinburgh 56, 128 – 157.

**BAILEY, E.B. & MAUFE, H.B. (1960):** Geology of Ben Nevis and Glen Coe (Explanation of Sheet 53).
Mem. geol. Surv. Scotland, H.M.S.O., Edinburgh, 307pp.

**BARRIERE, M. (1981):** On curved laminae, graded layers, concection currrents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) subalkaline granite.
Contrib. Mineral. Petrol. 77, 214 – 224.

**BATEMAN, R. (1985b):** Progressive crystallization of a granitoid diapir and its relationship to stages of emplacement.
J. Geol. 93, 645 – 662.

**BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968):** Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides.
J. Geol. 76, 382 – 403.

**BOWES, D.R. & WRIGHT, A.E. (1967):** The explosion breccia – pipes near Kentallen, Scotland and their geological setting.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 67, 109 – 143.

**BROWN, G.C. (1979):** Geochemical and geophysical constraints on the origin and evolution of Caledonian granites.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds.). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 645 – 651.

**BROWN, P.E., MILLER, J.A. & GRASTY, R.L. (1968):** Isotopic ages of late Caledonian granitic intrusions in the British Isles.
Proc. Yorksh. geol. Soc. 36, 251 – 276.

**BROWN, W.L. & PARSONS, I. (1981):** Towards a more practical two – feldspar geothermometer.
Contrib. Mineral. Petrol. 76, 369 – 377.

**BROWN, W.L. & PARSONS, I. (1985):** Calorimetric and phase – diagram approaches to two – feldspar geothermometry: A critique.
Am. Mineral. 70, 356 – 361.

**BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964):** Iron – titanium oxide minerals and synthetic equivalents.
J. Petrol. 5, 310 – 357.

**BUNTEBARTH, G. (1986):** Abkühlungsgeschichte des Ballachulish-Granits und Temperaturverlauf im Nebengestein.
Unveröffentl. DFG-Arbeitsbericht zum SPP *"Kinetik"*, Clausthal-Z., 20pp.

**BUSECK, P.R., NORD, G.L. & VEBLEN, D.R. (1980):** Subsolidus phenomena in pyroxenes.
IN: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes.*
Reviews in Mineralogy 7, Min. Soc. Am., 117-212.

**CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. (1980):** Crystal chemistry of silicate pyroxenes.
In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes.*
Reviews in Mineralogy 7, Min. Soc. Am., 5-92.

**CARMICHAEL, I.S.E. (1967):** The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates.
Contrib. Mineral. Petrol. 14, 36-64.

**CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1974):** Igneous Petrology.
New York: McGraw-Hill, 739pp.

**CLOOS, H. (1963):** Einführung in die Geologie.
Berlin: Borntraeger, 503pp.

**COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979):** The interpretation of igneous rocks.
London: George Allen & Unwin, 450pp.

**DALY, R.A. (1972):** Igneous rocks and the depths of the earth.
New York: Hafner Publishing Co., 598pp.

**DEMPSTER, T.J. (1985):** Uplift patterns and orogenic evolution in the Scottish Dalradian.
J. geol. Soc. London 142, 111-128.

**DEWEY, J.F. & PANKHURST, R.J. (1970):** The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 68, 361-389.

**DIETRICH, D. & PETRAKAKIS, K. (1984):** Ein neues Modell zur Berechnung von Pyroxen-Endgliedern.
Fortschr. Miner. 62, Beih.1, 41.

**DRURY, S.A. (1980):** Lewesian pyroxene gneisses from Barra and the geochemistry of the Archaean lower crust.
Scott. J. Geol. 16, 199-207.

**EGGLER, D.H. (1972):** Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma.
Contrib. Mineral. Petrol. 34, 261-271.

**EGGLER, D.H. & BURNHAM, C.W. (1973):** Crystallization and fractionation trends in the system andesite-$H_2O$-$CO_2$-$O_2$ at pressures to 10kb.
Geol. Soc. Am. Bull. 84, 2517-2532.

**EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975):** The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.
Chem. Geol. 16, 207-219.

**ELLES, G.L. & TILLEY, C.E: (1930):** Metamorphism in relation to structure in the Scottish Highlands.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 56, 621 – 646.

**ERNST, W.G. (1976):** Petrologic phase equilibria.
San Francisco: Freeman & Co., 333pp.

**EVANS, A.M., HASLAM, H.W. & SHAW, R.P. (1979):** Porphyry style copper – molybdenum mineralisation in the Ballachulish igneous complex, Argyllshire.
Proc. Geol. Ass. 91, 47 – 51.

**FENN; P.M. (1977):** The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts.
Canadian Min. 15, 135 – 161.

**FETTES, D.J. (1979):** A metamorphic map of the British and Irish Caledonides.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 307 – 321.

**FLANAGAN, F.J. (1973):** 1972 values for international geochemical reference samples.
Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1189 – 1200.

**FROST, C.D. & O'NIONS, R.K. (1985):** Caledonian magma genesis and crustal recycling.
J. Petrol. 26, 514 – 544.

**FUESS, H., SCHRÖPFER, L. & FEUER, H. (1986):** TEM – Studie der Entmischungen in Pyroxenen der Ballachulish – Intrusion und Vergleich mit synthetischen Proben.
Unveröffentl. DFG – Arbeitsbericht (Teil 1) zum SPP *"Kinetik"*, Frankfurt, 1 – 23.

**GANDAIS, M. & WILLAIME, C. (1984):** Mechanical properties of feldspars.
In: BROWN, W.L. (ed). *Feldspars and feldspathoids.*
NATO ASI Series C, Math. Phys. Sci. 137, 207 – 246.

**GHIORSO, M.S. (1984):** Activity/composition relations in the ternary feldspars.
Contrib. Mineral. Petrol. 87, 282 – 296.

**GIBBON, D.L. & WYLLIE, P.J. (1969):** Experimental studies of igneous rock series: The Farrington complex and the Star Mountain rhyolite, Texas.
J. Geol. 77, 221 – 239.

**HAGGERTY, S.E. (1976):** Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks.
In: RUMBLE, D. (ed). *Oxide minerals.*
Reviews in Mineralogy 3, Min. Soc. Am., Hg141 – 174.

**HALLIDAY, A.N. & STEPHENS, W.E. (1984):** Crustal controls on the genesis of the 400Ma old Caledonian granites.
Phys. Earth Planet. Inter. 35, 89 – 104.

**HARMON, R.S. (1983):** Oxygen and strontium isotopic evidence regarding the role of continental crust in the origin and evolution of British Caledonian granites.
In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds). *Migmatites, melting and metamorphism.*
Nantwich/Chesh.: Shiva Publishing, 62 – 79.

**HARMON, R.S. & HALLIDAY, A.N. (1980):** Oxygen and strontium isotope relationships in the British Late Caledonian granites.
Nature 283, 21 – 25.

**HARMON, R.S., HALLIDAY, A.N., CLAYBURN, J.A.P. & STEPHENS, W.E. (1984):** Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and Northern England: A guide to magma source region and magma – crust interaction.
Phil. Trans. Roy. Soc. London A310, 709 – 742.

**HARPER, C.T. (1967):** The geological interpretation of potassium – argon ages of metamorphic rocks from the Scottish Caledonides.
Scott. J. Geol. 3, 46 – 66.

**HARTE, B., BOOTH, J.E., DEMPSTER, T.J., FETTES, D.J., MENDUM, J.R. & WATTS, D. (1984):** Aspects of post – depositional evolution of Dalradian and Highland Border Complex rocks in the Southern Highlands of Scotland.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 75, 151 – 163.

**HASLAM, H.W. (1968):** The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland.
J. Petrol. 9, 84 – 104.

**HASLAM, H.W. & KIMBELL, G.S. (1981):** Disseminated copper – molybdenum mineralisation near Ballachulish, Highland region.
Mineral Reconnaissance Programme Rep. 43, Inst. Geol. Sci. London, 45pp.

**HAWTHORNE, F.C. (1981):** Crystal chemistry of the amphiboles.
In: VEBLEN, D.R. (ed). *Amphiboles and other hydrous pyriboles – mineralogy.*
Reviews in Mineralogy 9A, Min. Soc. Am., 1 – 102.

**HELZ, R.T. (1973):** Phase relations of basalts in their melting range at $p_{H_2O} = 5$kb as a function of oxygen fugacity. Part I: Mafic phases.
J. Petrol. 14, 249 – 302.

**HELZ, R.T. (1976):** Phase relations of basalts in their melting range at $p(H_2O) = 5$kb. Part II: Melt compositions.
J. Petrol. 17, 139 – 193.

**HELZ, R.T. (1982):** Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behaviour of rocks.
In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (eds). *Amphiboles: Petrology and phase relations.*
Reviews in Mineralogy 9B, Min. Soc. Am., 279 – 354.

**HENDERSON, C.M.B. (1984):** Graphical analysis of phase equilibria in An – Ab – Or.
In: HENDERSON, C.M.B. (ed). *Progress in experimental petrology 6,* Natural Environment Research Council 25, 70 – 81.

**HESS, P.C. (1977):** Structure of silicate melts.
Canadian Min. 15, 162 – 178.

**HOERNES, S., MACLEOD, S., HARMON, R.S., TROLL, G., WEISS, S. & PATTISON, D. (1985):** Stable isotope geochemistry of the Ballachulish igneous complex and contact metamorphic aureole, southwestern Grampian Highlands, Scotland.
Terra Cognita 5, Abstr. K88 (EUG III).

**HOFFMANN, C. (1977):** Granite intruding into granodiorite: An example from the Damara Belt, South West Africa.
Geol. Rundschau 66, 465 – 477.

**HOLLAND, J.G. & LAMBERT, R.J. (1975):** The geochemistry and origin of the Lewesian gneisses of the Scottish mainland: The Scourie and Inver assemblages and sub – crustal accretion.
Precambrian Res. 2, 161 – 188.

**HROUDA, F. (1982):** Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics.
Geophys. Surveys 5, 37 – 82.

**HUCKENHOLZ, H.G. & FEHR, K.T. (1982):** Stability relations of grossular + quartz + wollastonite + anorthite.
N. Jb. Miner. Abh. 145, 1 – 33.

**HUEBNER, J.S. (1980):** Pyroxene phase equilibria at low pressure.
In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes.*
Reviews in Mineralogy 7, Min. Soc. Am., 213 – 288.

**HURFORD, A.J. (1977):** A preliminary fission track dating survey of Caledonian "newer and last granites" from the Highlands of Scotland.
Scott. J. Geol. 13, 271 – 284.

**I.U.G.S. Subcommision (1973):** Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations.
N. Jb. Miner., Mh. 4, 149 – 164.

**JOHANNES, W. (1979):** Ternary feldspars: Kinetics and possible equilibria at 800°C.
Contrib. Mineral. Petrol. 68, 221 – 230.

**JOHANNES, W. (1984):** Beginning of melting in the granite system Qz – Or – Ab – An – $H_2O$.
Contrib. Mineral. Petrol. 86, 264 – 273.

**JOHANNES, W. (1985):** The significance of experimental studies for the formation of migmatites.
In: ASHWORTH, J.R. (ed). *Migmatites.*
London: Blackie & Son Ltd., 36 – 85.

**JOHNSTONE, G.S., PLANT, J. & WATSON, J.V. (1979):** Caledonian granites in relation to regional geochemistry in Northern Scotland.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 663 – 667.

**KAFAFY, A.M. & TARLING, D.H. (1985):** Magnetic fabric in some granitic aureoles, Southern Uplands, Scotland.
J. geol. Soc. London 142, 1007 – 1014.

**KAY, S.M. (1977):** The origin of antiperthites in anorthosites.
Am. Mineral. 62, 905 – 912.

**KING, B.C. (1982):** The Caledonian intrusives in their structural environment.
In: SUTHERLAND, D.S. (ed). *Igneous rocks of the British Isles.*
London: J.Wiley & Sons Ltd., 129 – 134.

**KIRKPATRICK, R.J. (1981):** Kinetics of crystallization of igneous rocks.
In: LASAGA, A.C. & KIRKPATRICK, R.J. (eds). *Kinetics of geochemical processes.*
Reviews in Mineralogy 8, Min. Soc. Am., 321 – 398.

**KITAMURA, M., YASUDA, M. & MORIMOTO, N. (1981b):** Morphology change of exsolution lamellae of pigeonite in Bushveld augite – an electron microscopic observation.
Proc. Japan Acad. 57, Ser. B, 183 – 187.

**KOUCHI, A. & SUNAGAWA, I. (1985):** A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data.
Contrib. Mineral. Petrol. 89, 17 – 23.

**KRETZ, R. (1982):** Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data.
Geochim. Cosmochim. Acta 46, 411 – 421.

**LAGACHE, M. (1984):** The exchange equilibrium distribution of alkali and alkaline – earth elements between feldspars and hydrothermal solutions.
In: BROWN, W.L. (ed). *Feldspars and feldspathoids.*
NATO ASI Series C, Math. Phys. Sci. 137, 247 – 280.

**LINDSLEY, D.H. (1983):** Pyroxene thermometry.
Am. Mineral. 68, 477 – 493.

**LINDSLEY, D.H. & ANDERSEN, D.J. (1983):** A two – pyroxene thermometer.
Proc. 13th Lunar Planet. Sci. Conf., J. Geophys. Res. 88, A887 – 906.

**LIOU, J.G., KIM, H.S. & MARUYAMA, S. (1983):** Prehnite – epidote equilibria and their petrologic applications.
J. Petrol. 24, 321 – 342.

**LOOMIS, T.P. (1982):** Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase.
Contrib. Mineral. Petrol. 81, 219 – 229.

**LOOMIS, T.P. & WELBER, P.W. (1982):** Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase.
Contrib. Mineral. Petrol. 81, 230 – 239.

**MAALØE, S. (1985):** Principles of igneous petrology.
Berlin: Springer – Verlag, 371pp.

**MAALØE, S. & WYLLIE, P.J. (1975):** Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water – undersaturated conditions.
Contrib. Mineral. Petrol. 52, 175 – 191.

**MANNING, D.A.C. (1982):** An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts.
In: EVANS, A.M. (ed). *Metallization associated with acid magmatism.*
London: J.Wiley & Sons Ltd., 191 – 203.

**MARSH, B.D. (1982):** On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting.
Am. J. Sci. 282, 808 – 855.

**MASCH, L. & HEUSS – ASSBICHLER, S. (1986):** Reaktionsmechanismen und Massentransport heterogener Reaktionen während der Thermometamorphose kiesliger Karbonate.
Unveröffentl. DFG – Arbeitsbericht zum SPP *"Kinetik"*. München, 20pp.

**McCARTHY, T.S. & HASTY, R.A. (1976):** Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts.
Geochim. Cosmochim. Acta 40, 1351 – 1358.

**Mc DOWELL, S.D. & WYLLIE, P.J. (1971):** Experimental studies of igneous rock series: The Kungnat syenite complex of southwest Greenland.
J. Geol. 79, 173 – 194.

**Mc LAREN, A.C. (1984):** Transmission electron microscope investigations of the microstructures of microclines.
In: BROWN, W.L. (ed). *Feldspars and feldspathoids.*
NATO ASI Series C, Math. Phys. Sci. 137, 373 – 410.

**MEHNERT, K.R. (1968):** Migmatites and the origin of granitic rocks.
Amsterdam: Elsevier Publishing Co., 393pp.

**MEHNERT, K.R. & BÜSCH, W. (1981):** The Ba content of K – feldspar megacrysts in granites: A criterion for their formation.
N. Jb. Miner. Abh. 140, 221 – 252.

**MEIGHAN, I.G. & NEESON, J.C. (1979):** The Newry igneous complex, County Down.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 717 – 722.

**MEISSNER, R. & RABBEL, W. (1985):** Magnetische Kartierung des Ballachulish Plutons.
Unveröffentl. DFG – Arbeitsbericht zum SPP *"Kinetik"*. Kiel, 15pp.

**MIELKE, P. & WINKLER, H.G.F. (1979):** An improved Mesonorm calculation for granitic rocks.
N. Jb. Miner. Mh. 10, 471 – 480.

**MILLER, J.A. & BROWN, P.E. (1965):** Potassium – argon age studies in Scotland.
Geol. Mag. 102, 106 – 134.

**VAN DER MOLEN, I. & PATERSON, M.S. (1979):** Experimental deformation of partially – melted granite.
Contrib. Mineral. Petrol. 70, 299 – 318.

**MORSE, S.A. (1968):** Layered intrusions and anorthosite genesis.
In: ISACHSEN, Y.W. (ed). *Origin of anorthosite and related rocks.*
N.Y. State Mus. Sci. Serv. Mem. 18, 466pp.

**MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977):** Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen.
Clausthaler Tektonische Hefte 15, 126pp.

**MUIR, I.D. (1950):** Contamination and hybridism in the Ballachulish complex, Argyll.
Unpubl. phD – thesis, University of Cambridge.

**MUIR, I.D. (1953a):** A local potassic modification of the Ballachulish granodiorite.
Geol. Mag. 90, 182 – 193.

**MUIR, I.D. (1953b):** Quartzite xenoliths from the Ballachulish granodiorite.
Geol. Mag. 90, 409 – 428.

**MUNOZ, J.L. (1984):** F – OH and Cl – OH exchange in micas with application to hydrothermal ore deposits.
In: BAILEY, S.W. (ed). *Micas.*
Reviews in Mineralogy 13, Min. Soc. Am., 469 – 544.

**MURELL, S.A.F. & ISMAIL, I.A.H. (1976):** The effect of temperature on the strength at high confinig pressure of granodiorite containing free and chemically bound water.
Contrib. Mineral. Petrol. 55, 317 – 330.

**NANEY, M.T. (1983):** Phase equilibria of rock – forming ferromagnesian silicates in granitic systems.
Am. J. Sci. 283, 993 – 1033.

**NIELSEN, R.L. & DRAKE, M.J. (1979):** Pyroxene – melt equilibria.
Geochim. Cosmochim. Acta 43, 1259 – 1272. :PAGE **PANKHURST, R.J., SUTHERLAND, D.S., BROWN, G.C. & PITCHER, W.S. (1982):** Caledonian granites and diorites of Scotland and Ireland.
In: SUTHERLAND, D.S. (ed). *Igneous rocks of the British Isles.*
London: J.WILEY & Sons Ltd., 149 – 190.

**PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. & BALDWIN, K. (1974):** Amphiboles and pyroxenes: Characterization of *OTHER* than quadrilateral components and estimation of ferric iron from microprobe data.
Geol. Soc. Am., Abstr. 6, 1053 – 1054.

**PARSONS, I. (1978):** Feldspars and fluids in cooling plutons.
Mineral. Mag. 42, 1 – 17.

**PARSONS, I. (1980):** Alkali – feldspar and Ti – Fe oxide exsolution textures as indicators of the distribution and subsolidus effects of magmatic "water" in the Klokken layered syenite intrusion, South Greenland.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 71, 1 – 12.

**PARSONS, I. & BROWN, W.L. (1983):** A TEM and microprobe study of a two – perthite alkali gabbro: Implications for the ternary feldspar systems.
Contrib. Mineral. Petrol. 82, 1 – 12

**PARSONS, I. & BROWN, W.L. (1984):** Feldspars and the thermal history of igneous rocks.
In: BROWN, W.L. (ed). *Feldspars and Feldspathoids.*
NATO ASI Series C, Math. Phys. Sci. 137, 317 – 372.

**PATTISON, D.R.M. (1985):** Petrogenesis of pelitic rocks in the Ballachulish thermal aureole.
Unpubl. phD – thesis, University of Edinburgh, 590pp.

**PATTISON, D.R.M. (1986):** Variations in Fe – Mg, fluorine and (Fe,Mg)Si = 2Al in pelitic minerals in the Ballachulish thermal aureole, Scotland.
Am. Mineral, submitted March 1986, 40pp.

**PATTISON, D. & HARTE, B. (1985):** A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other Scottish thermal aureoles.
J. geol. Soc. London 142, 7 – 28.

**PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984):** Trace element discriminiation diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.
J. Petrol. 25, 956 – 983.

**PHILLIPS, W.J., FUGE, R. & PHILLIPS, N. (1981):** Convection and crystallization in the Criffell – Dalbeattie pluton.
J. geol. Soc. London 138, 351 – 366.

**PHILLIPS, W.J., FUGE, R. & PHILLIPS, N. (1983):** Discussion on convection and crystallization in the Criffell – Dalbeattie pluton.
J. geol. Soc. London 140, 311 – 313.

**PIDGEON, R.T. & AFTALION, M. (1978):** Cogenetic and inherited zircon U – Pb systems in granites: Palaeozoic granites of Scotland and England.
In: BOWES, D.R. & LEAKE, B.E. (eds). *Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions.*
Geol. J. spec. Issue 10, Seel House Press, 183 – 220.

**PITCHER, W.S. (1979):** The nature, ascent and emplacement of granite magmas.
J. geol. Soc. London 136, 627 – 662.

**PITCHER, W.S. (1982):** Granite type and tectonic environment.
In: HSU, K. (ed). *Mountain building processes.*
London: Academic Press, 19 – 40.

**PIWINSKII, A.J. (1973a):** Experimental studies of igneous rock series: Central Sierra Nevada batholith, California, Part II.
N. Jahrb. Miner., Mh. 5, 193 – 215.

**PIWINSKII, A.J. (1973b):** Experimental studies bearing on the origin of the Central and Southern Coast Range granitoids, California.
Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt. 20, 107 – 130.

**PIWINSKII, A.J. (1974):** Experimentelle Untersuchungen an granitischen Gesteinen von den südlichen Coast – Ranges, Transverse – Ranges und der Mojave – Wüste, Kalifornien.
Fortschr. Miner. 51, 240 – 255.

**PIWINSKII, A.J. (1975):** Experimental studies of granitoid rocks near the San Andreas fault zone in the Coast and Transverse Ranges and Mojave Desert, California.
Tectonophysics 25, 217 – 231.

**PIWINSKII, A.J. & WYLLIE, P.J. (1968):** Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon.
J. Geol. 76, 205 – 234.

**PUPIN, J.P. (1980):** Zircon and granite petrology.
Contrib. Mineral. Petrol. 73, 207 – 220.

**PUTNIS, A. & Mc CONNELL, J.D.C. (1980):** Principles of mineral behaviour.
Geoscience Texts 1; Oxford: Blackwell Scientific Publ., 257pp.

**RAASE, P. & MORTEANI, G. (1968):** Über Zonarbau und basische Kerne in Plagioklasen I (aus tonalitischen Gesteinen des Cima d'Asta – Massives).
N. Jb. Miner. Abh. 110, 81 – 105.

**RAMBERG, H. (1962):** Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar.
N. Jb. Miner. Abh. 98, 14 – 34.

**RAMDOHR, P. (1975):** Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen.
Berlin: Akademie – Verlag.

**RAST, N. (1970):** The initiation, ascent and emplacement of magmas.
In: NEWALL, G. & RAST, N. (eds). *Mechanisms of igneous intrusion.*
Spec. Iss. Geol. J. 2, 339 – 362.

**READ, H.H. (1961):** Aspects of Caledonian magmatism in Britain.
L'pool Manchr. Geol. J. 2, 653 – 683.

**REYNOLDS, D.L. (1934):** The eastern end of the Newry igneous complex.
Q. J. geol. Soc. London 90, 585 – 636.

**ROBERTSON, J.K. & WYLLIE, P.J. (1971a):** Rock – water systems, with special reference to the water – deficient region.
Am. J. Sci. 271, 252 – 277.

**ROBERTSON, J.K. & WYLLIE, P.J. (1971b):** Experimental studies on rocks from the Deboullie Stock, Northern Maine, including melting relations in the water – deficient environment.
J. Geol. 79, 549 – 571

**ROBINSON, P. (1980):** The composition space of terrestrial pyroxenes – internal and external limits.
In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes.*
Reviews in Mineralogy 7, Min. Soc. Am., 419 – 494.

**ROBINSON, P., SCHUMACHER, J.C. & DOOLAN, B.L. (1982):** The amphibole formula; formulation of electron probe analyses.
In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (eds). *Amphiboles: Petrology and phase relations.*
Reviews in Mineralogy 9B, Min. Soc. Am., 3 – 9.

**ROCK, N.M.S. & LEAKE, B.E. (1984):** The I.M.A. amphibole nomenclature scheme: Computerization and its consequences.
Mineral. Mag. 48, 211 – 227.

**ROLLINSON, H.R. (1979):** Ilmenite – magnetite geothermometry in trondjemites from the Scourian complex of N.W. Scotland.
Mineral. Mag. 43, 165 – 170.

**SACK, R.O., CARMICHAEL, I.S.E., RIVERS, M. & GHIORSO, M.S. (1980):** Ferric – ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1bar.
Contrib. Mineral. Petrol. 75, 369 – 376.

**SCHUBERT, P. (1973):** Die Petrologie der intermediären Gesteine des Granit – Ringkomplexes am Ben Nevis, Schottland – – – Aspekte einer hybriden Randfazies.
Dissertation, Techn. Universität Berlin.

**SECK, H.A. (1971a):** Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ – $H_2O$ bei Temperaturen von 650°C bis 900°C.
N. Jb. Miner. Abh. 115, 315 – 345.

**SECK, H.A. (1971b):** Der Einfluß des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ – $H_2O$.
Contrib. Mineral. Petrol. 31, 67 – 86.

**SHACKLETON, R.H. (1979):** The British Caledonides: Comments and summary.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 299 – 304.

**SHANNON, R.P. & PREWITT, C.T. (1970):** Revised values of effective ionic radii.
Acta Crystallogr. B26, 1046 – 1048.

**SHAW, H.R. (1965):** Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas.
Am. J. Sci. 263, 120 – 152.

**SIBLEY, D.F., VOGEL, T.A., WALKER, R.M. & BYERLY,G. (1976):** The origin of oscillatory zoning in plagioclase: A diffusion and growth controlled model.
Am. J. Sci. 276, 275 – 284.

**SIBSON, R.H. (1977):** Fault rocks and mechanisms.
J. geol. Soc. London 133, 191 – 213.

**SMITH, J.V. (1974a):** Feldspar minerals. I: Crystal structure and physical properties.
Heidelberg: Springer – Verlag, 627pp.

**SMITH, J.V. (1974b):** Feldspar Minerals. II: Chemical and textural properties.
Heidelberg: Springer – Verlag, 690pp.

**SMITH, J.V. (1983):** Some chemical properties of feldspars.
In: RIBBE, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy.*
Reviews in Mineralogy 2, Min. Soc. Am., 271 – 296.

**SOLOMON, M. (1963):** Counting and sampling errors in modal analysis by point counter.
J. Petrol. 4, 367 – 382.

**SPEER, J.A. (1984):** Micas in igneous rocks.
In: BAILEY, S.W. (ed). *Micas.*
Reviews in Mineralogy 13, Min. Soc. Am., 299 – 356.

**SPENCER, K.J. & LINDSLEY,D.H. (1981):** A solution model for coexisting iron – titanium oxides.
Am. Mineral. 66, 1189 – 1201.

**SPERA, F. (1980):** Thermal evolution of Plutons: A parameterized approach.
Science 207, 299 – 301.

**SPRY, A. (1969):** Metamorphic textures.
London: Pergamon Press, 400pp.

**SPULBER, S.D. & RUTHERFORD, M.J. (1983):** The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: An experimental study.
J. Petrol. 24, 1 – 25.

**STEPHENS, W.E. & HALLIDAY, A.N. (1984):** Geochemical contrasts between Late Caledonian granitoid plutons of northern, central and southern Scotland.
Trans. Roy. Soc. Edinburgh 75, 1 – 15.

**STEWART, D.B. & RIBBE, P.H. (1983):** Optical properties of feldspars.
In: RIBBE, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy.*
Reviews in Mineralogy 2, Min. Soc. Am., 121 – 140.

**STOUT, J.H. (1972):** Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway.
J. Petrol. 13, 99 – 145.

**SU, S.C., BLOSS, F.D., RIBBE, P.H. & STEWART, D.B. (1984):** Optic axial angle, a precise measure of Al,Si ordering in $T_1$ tetrahedral sites of K – rich alkali feldspars.
Am. Mineral. 69, 440 – 448.

**SWANSON, S.E. (1977):** Relation of nucleation and crystal – growth rate to the development of granitic textures.
Am. Mineral. 62, 966 – 978.

**THOMAS, P.R. (1979):** New evidence for a Central Highland root zone.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 205 – 211.

**THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. (1960):** Chemistry of igneous rocks: Pt. I, differentiation index.
Am. J. Sci. 258, 664 – 684.

**THY, P. (1982):** Titanomagnetite and ilmenite in the Fongen – Hyllingen basic complex, Norway.
Lithos 15, 1 – 16.

**TINDLE, A.G. & PEARCE, J.A. (1981):** Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland.
Contrib. Mineral. Petrol. 78, 196 – 207.

**TRÖGER, W.E. (1969, 1971):** Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.
Teil I (Tab.): 188pp. (1971); Teil II (Text): 822pp. (1969).
Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

**TROLL, G. & WEISS, S. (1984):** Petrographische und geothermometrische Untersuchungen am Ballachulish – Complex (Schottland).
Fortschr. Miner. 62, Beih.1, 246 – 247.

**TROLL, G. & WEISS, S. (1985):** Ballachulish complex, W – Scotland: Magmatic evolution and crystallization sequence in a zonal Caledonian intrusive.
Fortschr. Miner. 63, Beih.1, 240.

**TULLIS, J. (1983):** Deformation of feldspars.
In: RIBBE, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy.*
Reviews in Mineralogy 2, Min. Soc. Am., 297 – 324.

**TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958):** Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – $SiO_2$ – $H_2O$.
Geol. Soc. Am. Mem. 74, 153pp.

**UEBEL, P. – J. (1978):** The zoning of plagioclase as a record of the petrogenetic development of the Ben Nevis ring – intrusion, Scotland.
N. Jb. Miner. Abh. 132, 182 – 213.

**WALKER, F. (1924):** A marginal modification of the Ballachulish granite.
Geol. Mag. 61, 550 – 554.

**WALSH, J.N. (1975):** Clinopyroxenes and biotites from the Centre III igneous complex, Ardnamurchan, Argyllshire.
Mineral. Mag. 40, 335 – 345.

**WASSERMANN, A. (1982):** Stabilitätsbedingungen von Akermanit ($Ca_2MgSi_2O_7$) – Gehlenit ($Ca_2Al_2SiO_7$) Mischkristallen in Gegenwart einer binären $H_2O - CO_2$ – Gasphase.
Dissertation, Universität München.

**WATSON, J. & DUNNING, F.W. (1979):** Basement – cover relations in the British Caledonides.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *The Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 67 – 92.

**WEISS, S. & TROLL, G. (1984):** Gliederung der Ballachulish – Intrusion (Schottland) mit mikroskopischen und geochemischen Methoden im Hinblick auf den Kristallisationsverlauf.
Unveröffentl. DFG – Arbeitsbericht zum SPP *"Kinetik".* München, 40pp.

**WEISS, S. & TROLL, G. (1985):** Coexisting Feldspars and pyroxenes from Ballachulish complex, W – Scotland.
Fortschr. Miner. 63, Beih.1, 297.

**WILLIAMS, P.G.L., BANCROFT, G.M., BOWN, M.G. & TURNOCK, A.C. (1971):** Anomalous Mössbauer spectra of C2/c clinopyroxenes.
Nature Phys. Sci. 230, 149 – 151.

**WINKLER, H.G.F. (1979):** Petrogenesis of metamorphic rocks.
Berlin – New York: Springer – Verlag, 348pp.

**WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965):** Stability of biotite: experiment, theory and application.
Am. Mineral. 50, 1228 – 1272.

**WONES, D.R. & GILBERT, M.C. (1982):** Amphiboles in the igneous environment.
In: VEBLEN, D.R. & RIBBE, P.H. (eds). *Amphiboles: Petrology and phase relations.*
Reviews in Mineralogy 9B, Min. Soc. Am., 355 – 389.

**WRIGHT, A.E. & BOWES, D.R. (1979):** Geochemistry of the Appinite suite.
In: HARRIS, A.L. et al. (eds). *Caledonides of the British Isles – reviewed.*
Spec. Publ. geol. Soc. London 8, 699 – 704.

**YODER, H.S., STEWART, D.B. & SMITH, J.R. (1957):** Ternary feldspars.
Carnegie Instn. Washington, Yearbook 56, 206 – 214.

**YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962):** Origin of basaltic magma: An experimental study of natural and synthetic rock systems.
J. Petrol. 3, 342 – 532.

**YUND, R.A. (1983):** Diffusion in feldspars.
In: RIBBE, P.H. (ed). *Feldspar mineralogy.*
Reviews in Mineralogy 2, Min. Soc. Am., 203 – 222.

**YUND, R.A. (1984):** Alkali feldspar exsolution: Kinetics and dependence of alkali interdiffusion.
In: BROWN, W.L. (ed). *Feldspars and feldspathoids.*
NATO ASI Series C, Math. Phys. Sci. 137, 281 – 316.

**YUND, R.A. & ACKERMAND, D. (1979):** Development of perthite microstructures in the Storm King granite, N.Y.
Contrib. Mineral. Petrol. 70, 273 – 280.

**YUND, R.A., ACKERMAND, D. & SEIFERT, F. (1980):** Microstructures in the alkali feldspars from the granulite complex of Finnish Lapland.
N. Jb. Miner. Mh. 3, 109 – 117.

**YUND, R.A. & TULLIS, J. (1980):** The effect of water, pressure and strain on Al/Si order – disorder kinetics in feldspar.
Contrib. Mineral. Petrol. 72, 297 – 302.

## ABKÜRZUNGEN zu den Probenlisten Ia – c (Ortskoordinaten & Megaskopie)

```
A; B  : Amphibol; Biotit;
bb    : Biotit-Blasten;
C     : Klinopyroxen (Augit);
D-,-MD: Diorit, Monzodiorit;
eg    : equigranular;
f, fk : feinkörnig (Ø <0.1-0.3mm);
G-,-MG: Granit, Monzogranit;
GD    : Granodiorit;
gk    : grobkörnig (Ø=3-10mm);
hp    : hiatalporphyrisch (G-178);
hy    : hydrothermal überprägt (Rötung, Chloritisierung, Miarolen);
kk    : kleinkörnig (Ø=0.3-1mm);
mk    : mittelkörnig (Ø=1-3mm);
O     : Orthopyroxen (Hypersthen);
Q     : Quarz;
R; R- : Mineral- und Xenolith-Regelung, Streichrichtung in [°];"R-": R fehlt;
R/H   : Rechtswert/Hochwert (Ortskoordinaten im km-Netz);
S     : Schlierengefüge (hybride Magmatitfazies, Kontaktmigmatite);
sk; sp : serialkörnig; serialporphyrisch (Akf-Einsprenglinge);
x     : resorbierter Augit (Granit-Hybridfazies);
xl    : Xenolithe (pelitisch);
```

---

## Tab. Ia: Probenliste der DIORITE *4 – 185*

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D- 4 | /CA- D | : R2 04,730/H7 55,110; | sk-eg; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; | ; |
| D- 21 | /BA- GD,f: | R2 05,480/H7 59,070; | sk | ; fk-mk | ; 50°R | xl; | ; | ; |
| D- 22 | /OC-QMD | : R2 04,640/H7 57,130; | sk | ; kk-mk(gk); | 30°R | xl; | ; | ; |
| D- 32 | /CA-QMD,f: | R2 01,620/H7 54,280; | sk-eg; | fk-mk(gk); | 30°R | xl; | ; | ; |
| D- 36 | /OC- MD | : R2 04,870/H7 56,650; | sk | ; kk-mk(gk); | 140°R | | ; bb; | ; |
| D- 37 | /OC- D | : R2 04,960/H7 56,590; | eg-sk; | kk-mk(gk); | 20°R | | ; bb; | ; |
| D- 50 | /BA-QMD | : R2 01,500/H7 58,400; | sk | ; kk-mk(gk); | 50°R | xl; | ; | ; |
| D- 57 | /CA-QMD | : R2 02,500/H7 54,000; | sk-eg; | kk-mk | ; 0°RR | xl; | ; | ; |
| D- 83 | /BA-QMD | : R2 02,590/H7 52,490; | sk | ; kk-gk | ; 110°R | | ; | ; |
| D- 86 | /OC- D,f: | R2 03,920/H7 53,960; | sk | ; fk-mk | ; 70°R | | ; bb; | ; |
| D- 89 | /OC- MD | : R2 04,400/H7 54,980; | eg-sk; | kk-mk | ; 40°R | | ; bb; | , |
| D- 90 | /OC- MD | : R2 04,370/H7 55,040; | sk | ; kk-mk | ; 35°R | | ; bb; | ; |
| D- 95 | /OC- MD,f: | R2 04,180/H7 54,200; | sk-eg; | fk-mk | ; 50°RR | | ; bb; | ; |
| D- 96 | /OC- MD | : R2 03,960/H7 54,640; | sk-eg; | kk-mk(gk); | R- | | ; bb; | ; |
| D- 98 | /OC- MD | : R2 03,960/H7 54,980; | sk-eg; | kk-mk(gk); | 100°R | | ; bb; | ; |
| D- 99 | /OC- MD,f: | R2 03,690/H7 54,880; | sk | ; fk-mk | ; 150°R | | ; bb; | ; |
| D-100 | /OC- MD | : R2 03,500/H7 55,000; | sk | ; kk-mk(gk); | R- | | ; bb; | ; |
| D-101 | /OC-QMD | : R2 03,040/H7 54,980; | sk | ; kk-mk | ; R- | | ; bb; | ; |
| D-108 | /BA-QMD | : R2 02,000/H7 57,890; | sk | ; kk-mk(gk); | R- | xl; | bb; | ; |
| D-111 | /CA- QD,f: | R2 05,400/H7 57,030; | sk | ; fk-mk | ; 170°RS | | ; | ; |
| D-112 | /OC- MD,f: | R2 05,450/H7 57,560; | eg-sk; | fk-mk | ; 160°RRR | | ; | ; |
| D-114 | /OC- D | : R2 04,960/H7 57,330; | sk-eg; | kk-gk | ; 30°RR | | ; | ; |
| D-126 | /BA- QD,f: | R2 05,620/H7 53,740; | sk-eg; | fk-kk(mk); | 60°R | xl; | ; | ; |
| D-127 | /OC- QD | : R2 04,980/H7 53,930; | sk | ; kk-mk | ; 160°RR | | ; | ; |
| D-128 | /CA-QMD,f: | R2 04,460/H7 53,550; | sk-eg; | fk-mk | ; 140°R | xl; | ; | ; |
| D-129 | /OC-QMD | : R2 04,430/H7 53,800; | sk-eg; | kk-mk | ; 70°R | xl; | ; | ; |
| D-137 | /BA- GD | : R2 01,540/H7 57,980; | sk-eg; | kk-mk(gk); | 60°RR | xl; | ; | ; |
| D-138 | /BA- GD | : R2 01,600/H7 57,560; | sk-eg; | kk-mk | ; 40°R | xl; | ; | ; |
| D-139 | /CA-QMD | : R2 01,440/H7 57,100; | sk-eg; | kk-mk(gk); | 160°RR | | ; | ; |
| D-141 | /BA-QMD | : R2 00,960/H7 56,600; | sk | ; kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| D-152 | /CA-QMD | : R2 02,320/H7 53,710; | sk | ; kk-mk | ; 170°RR | xl; | ; | ; |
| D-153 | /CA-QMD | : R2 02,850/H7 53,510; | sk-eg; | kk-mk | ; 110°R | xl; | ; | ; |
| D-156 | /CA- QD | : R2 03,990/H7 53,300; | eg-sk; | kk-mk(gk); | 130°RR | | ; | ; |
| D-157 | /CA- QD,f: | R2 03,470/H7 53,450; | sk | ; fk-mk | ; 110°R | xl; | ; | ; |
| D-158 | /OC-QMD,f: | R2 03,090/H7 54,050; | sk | ; fk-mk | ; 150°R | | ; bb; | ; |
| D-160 | /OC- MD | : R2 01,880/H7 54,630; | sk-eg; | (kk)mk-gk; | 20°RR | | ; | ; |
| D-161 | /OC-QMD | : R2 01,550/H7 54,870; | sk-eg; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| D-167 | /OC- MD | : R2 04,910/H7 56,460; | sk | ; kk-mk(gk); | 10°RRR | | ; bb; | ; |
| D-172 | /CA-QMD | : R2 02,900/H7 54,280; | sk-eg; | kk-mk(gk); | 150°R | | ; | ; |
| D-184 | /BA- GD,f: | R2 03,890/H7 52,910; | sk | ; fk-kk | ; 135°R | xl; | ; | hy; |
| D-185 | /CA-QMD,f: | R2 03,450/H7 52,970; | sk | ; fk-mk | ; 20°R | xl; | ; | ; |

## Tab. Ia: Probenliste der DIORITE *187–411*

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| D-187 | /CA-QMD | : | R2 | 02,890/H7 | 52,920; | sk | ; kk-mk | ; 80°R | x1; | ; | ; |
| D-188 | /CA-QMD | : | R2 | 02,430/H7 | 52,930; | sk | ; kk-gk | ; 120°RR | x1; | ; | ; |
| D-189 | /CA-QMD | : | R2 | 03,080/H7 | 52,520; | sk | ; kk-mk | ; 80°R | ; | ; | ; |
| D-190 | /CA- QD,f: | | R2 | 03,560/H7 | 52,510; | sk | ; fk-mk(gk) | ; R- | ; | ; | ; |
| D-196 | /OC-QMD,f: | | R2 | 02,580/H7 | 54,520; | sk | ; fk-gk | ; 100°RRS | ; | ; | ; |
| D-204 | /BA-QMD | : | R2 | 02,210/H7 | 58,370; | sk | ; kk-mk | ; 170°RS | x1; | ; | ; |
| D-205 | /OC-QMD | : | R2 | 03,640/H7 | 57,980; | eg-sk | ; kk-mk(gk) | ; 110°RR | ; | bb; | ; |
| D-208 | /OC-QMD,f: | | R2 | 01,010/H7 | 54,490; | sk | ; fk-mk | ; R- ,S | ; | ; | ; |
| D-213 | /OC- D,f: | | R2 | 04,130/H7 | 58,030; | sk | ; fk-mk | ; 120°R | ; | ; | ; |
| D-215 | /OC- D | : | R2 | 04,390/H7 | 57,620; | eg-sk | ; kk-mk(gk) | ; 60°R | ; | bb; | ; |
| D-217 | /OC- D | : | R2 | 04,990/H7 | 57,700; | eg-sk | ; kk-mk(gk) | ; 50°RR | ; | ; | hy; |
| D-218 | /OC- QD | : | R2 | 05,270/H7 | 54,260; | eg-sk | ; kk-mk | ; 25°R | ; | ; | ; |
| D-221 | /OC- MD,f: | | R2 | 04,220/H7 | 54,770; | eg-sk | ; fk-mk | ; 60°R | ; | ; | ; |
| D-222 | /OC- MD | : | R2 | 04,180/H7 | 55,070; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 30°RRR | ; | bb; | ; |
| D-223 | /OC- MD | : | R2 | 03,540/H7 | 54,780; | eg | ; kk-gk | ; 100°RR | ; | bb; | ; |
| D-224 | /OC- MD | : | R2 | 03,620/H7 | 54,520; | eg | ; kk-mk(gk) | ; R- | ; | bb; | ; |
| D-226 | /CA-QMD | : | R2 | 02,250/H7 | 54,140; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 130°RS | x1; | ; | ; |
| D-228 | /BA-QMD,f: | | R2 | 04,780/H7 | 53,420; | sk-eg | ; fk-mk | ; 30°R | x1; | ; | ; |
| D-244 | /BA-QMD | : | R2 | 03,180/H7 | 55,350; | sk-eg | ; kk-gk | ; 120°R | x1; | bb; | ; |
| D-245 | /OC- D | : | R2 | 03,100/H7 | 54,660; | eg | ; kk-mk(gk) | ; 170°RR | ; | bb; | ; |
| D-246 | /OC- MD | : | R2 | 02,660/H7 | 54,940; | sk-eg | ; kk-mk | ; 160°R | ; | ; | ; |
| D-247 | /OC- MD,f: | | R2 | 01,340/H7 | 54,480; | sk | ; fk-mk | ; R- | ; | ; | ; |
| D-248 | /OC- MD,f: | | R2 | 04,660/H7 | 56,530; | eg-sk | ; kk-mk | ; 100°R | ; | bb; | ; |
| D-249 | /OC- D,f: | | R2 | 04,860/H7 | 55,970; | eg-sk | ; fk-mk | ; 35°R | ; | ; | ; |
| D-250 | /OC- MD | : | R2 | 05,180/H7 | 56,250; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 15°R | ; | ; | ; |
| D-251 | /OC-QMD | : | R2 | 05,280/H7 | 56,730; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 10°R | ; | ; | ; |
| D-252 | /OC- MD,f: | | R2 | 05,270/H7 | 57,340; | sk-eg | ; fk-mk | ; 30°RR | ; | ; | ; |
| D-253 | /OC- QD | : | R2 | 05,050/H7 | 56,910; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 160°RR | ; | ; | hy; |
| D-254 | /BA-QMD | : | R2 | 05,150/H7 | 58,780; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 20°R | x1; | ; | ; |
| D-255 | /BA-QMD | : | R2 | 04,050/H7 | 59,040; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 130°R | x1; | ; | ; |
| D-256 | /OC- QD | : | R2 | 03,960/H7 | 58,560; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 130°R | x1; | ; | ; |
| D-257 | /BA-QMD | : | R2 | 04,430/H7 | 58,660; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 160°RR | x1; | ; | ; |
| D-258 | /OC- QD | : | R2 | 04,470/H7 | 57,960; | sk | ; (fk)kk-mk | ; 170°RRS | ; | ; | hy; |
| D-260 | /BA-QMD | : | R2 | 04,950/H7 | 59,120; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 170°RR | x1; | ; | ; |
| D-261 | /BA- GD | : | R2 | 05,170/H7 | 59,640; | sk | ; (fk)kk-mk | ; 140°R | x1; | ; | ; |
| D-262 | /BA-QMD | : | R2 | 02,440/H7 | 59,330; | sk | ; kk-gk | ; 160°R | x1; | ; | , |
| D-263 | /BA-QMD | : | R2 | 02,990/H7 | 58,990; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 75°RR | x1; | ; | ; |
| D-265 | /BA-QMD | : | R2 | 03,410/H7 | 59,390; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 25°RS | x1; | ; | ; |
| D-266 | /BA-QMD | : | R2 | 02,950/H7 | 59,400; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 60°RS | x1; | ; | ; |
| D-267 | /BA- GD | : | R2 | 04,040/H7 | 59,460; | sk | ; kk-mk | ; 10°R | ; | ; | ; |
| D-268 | /BA- GD | : | R2 | 04,500/H7 | 59,220; | eg-sk | ; kk-mk(gk) | ; 120°R | x1; | ; | ; |
| D-270 | /OC- D | : | R2 | 04,510/H7 | 57,470; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 70°R | ; | bb; | ; |
| D-271a | /OC- D,f: | | R2 | 04,590/H7 | 57,330; | eg-sk | ; fk-kk(mk) | ; 30°RR | ; | ; | ; |
| D-274 | /OC- MD | : | R2 | 04,600/H7 | 57,280; | sk-eg | ; kk-mk | ; 60°RR | ; | ; | hy; |
| D-276 | /OC-QMD,f: | | R2 | 05,430/H7 | 56,060; | eg-sk | ; fk-mk | ; 140°R | ; | ; | ; |
| D-278 | /OC- D,f: | | R2 | 04,450/H7 | 54,860; | eg | ; fk-kk(mk) | ; 30°R | ; | ; | ; |
| D-279 | /OC- D,f: | | R2 | 05,430/H7 | 54,100; | sk-eg | ; fk-mk | ; 100°R | ; | ; | ; |
| D-290 | /OC- MD | : | R2 | 04,220/H7 | 57,550; | eg-sk | ; kk-mk | ; 120°R | ; | bb; | ; |
| D-291 | /BA-QMD | : | R2 | 04,750/H7 | 58,440; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 130°R | x1; | ; | ; |
| D-293 | /BA-QMD | : | R2 | 04,700/H7 | 58,810; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 80°R | x1; | ; | ; |
| D-345 | /OC- QD | : | R2 | 04,300/H7 | 53,170; | eg | ; kk-mk | ; R- | ; | ; | ; |
| D-346 | /CA-QMD,f: | | R2 | 05,360/H7 | 53,010; | sk | ; fk-mk | ; 170°R | x1; | ; | ; |
| D-350 | (App)A-D | : | R2 | 05,390/H7 | 53,220; | sk-eg | ; kk-gk | ; R- ,S | ; | ; | ; |
| D-351 | /BA-QMD,f: | | R2 | 05,140/H7 | 53,400; | sk | ; fk-mk(gk) | ; 60°R | x1; | ; | ; |
| D-352 | /BA-QMD | : | R2 | 02,150/H7 | 58,960; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 60°R | x1; | ; | ; |
| D-352a | /CA- QD,f: | | R2 | 02,150/H7 | 58,960; | eg-sk | ; fk-mk | ; R- | ; | ; | ; |
| D-352b | /CA- D,f: | | R2 | 02,150/H7 | 58,960; | eg | ; fk-mk | ; R- | ; | ; | ; |
| D-353 | /CA-QMD | : | R2 | 02,490/H7 | 58,840; | sk | ; kk-mk(gk) | ; 60°R | x1; | ; | ; |
| D-354 | /CA-QMD | : | R2 | 02,610/H7 | 58,420; | eg-sk | ; kk-gk | ; 60°R | ; | ; | ; |
| D-355 | /OC-QMD | : | R2 | 03,060/H7 | 58,480; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 85°RRS | x1; | ; | ; |
| D-358 | /CA-QMD | : | R2 | 03,490/H7 | 58,560; | sk-eg | ; kk-mk(gk) | ; 100°RR | x1; | ; | ; |
| D-360 | /BA-QMD | : | R2 | 03,650/H7 | 59,060; | sk | ; (fk)kk-mk | ; 140°RS | x1; | ; | ; |
| D-411 | /BA-QMD | : | R2 | 06,710/H7 | 52,950; | sk | ; kk-mk | ; R- | ; | ; | ; |

## Tab. Ib: Probenliste der GRANITE *3 – 277*

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| G- 3/x- GD | : | R2 | 04,950/H7 | 54,950; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G- 24/ GD | : | R2 | 03,990/H7 | 57,040; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G- 29/ MG,f | : | R2 | 03,320/H7 | 56,170; | sk-eg | ; | fk-kk | ; 80°R | | ; | ; hy; |
| G- 56/x- GD | : | R2 | 03,500/H7 | 54,210; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G- 63/ GD | : | R2 | 04,110/H7 | 55,540; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G- 74/x-QMD | : | R2 | 05,480/H7 | 56,530; | sk-sp | ; | kk-mk(gk); | 170°R | | ; | ; |
| G- 81/x- GD,f | : | R2 | 01,720/H7 | 56,780; | sk-sp | ; | fk-mk(gk); | 50°RS | | ; | ; |
| G- 87/x-QMD | : | R2 | 04,400/H7 | 54,460; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G- 91/ GD | : | R2 | 04,450/H7 | 55,500; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G- 92/x- GD | : | R2 | 04,450/H7 | 55,910; | sp | ; | kk-mk(gk); | 160°R | | ; | ; |
| G- 93/x- MG,f | : | R2 | 04,970/H7 | 55,500; | sk-sp | ; | fk-mk(gk); | 50°RS | | ; | ; |
| G- 94/ GD | : | R2 | 05,020/H7 | 55,920; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-102/ GD | : | R2 | 03,530/H7 | 55,480; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-103/ GD,f | : | R2 | 03,000/H7 | 55,540; | sp | ; | fk-mk(gk); | R- | | ; | ; hy; |
| G-104/ GD | : | R2 | 02,570/H7 | 55,480; | sp | ; | kk-mk(gk); | 165°RR | | ; | ; hy; |
| G-105/x- GD | : | R2 | 01,990/H7 | 55,440; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-106/ QMD | : | R2 | 02,510/H7 | 57,420; | sp | ; | kk-gk | ; R- | x1; | ; | ; |
| G-107/x-QMD | : | R2 | 02,070/H7 | 57,330; | sp | ; | kk-mk(gk); | 30°R | x1; | ; | ; |
| G-115/ GD | : | R2 | 04,030/H7 | 56,480; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-116/ GD | : | R2 | 04,380/H7 | 56,470; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-118/ GD | : | R2 | 03,950/H7 | 56,100; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; hy; |
| G-119/ MG,f | : | R2 | 03,390/H7 | 56,020; | sk-eg | ; | fk-kk(mk); | 80°R | | ; | ; |
| G-120/ GD | : | R2 | 03,370/H7 | 56,990; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-121/x- GD | : | R2 | 02,960/H7 | 56,880; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-122/ GD | : | R2 | 03,060/H7 | 56,420; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-123/x- GD | : | R2 | 02,550/H7 | 56,930; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-124/x- GD | : | R2 | 02,470/H7 | 56,520; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-125/x- GD | : | R2 | 02,030/H7 | 56,330; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-130/ QMD,f | : | R2 | 05,010/H7 | 54,550; | eg-s | ; | fk-kk(mk); | R- | | ; | ; |
| G-132/ MG,f | : | R2 | 02,960/H7 | 56,060; | eg | ; | fk-mk | ; 90°R | | ; | ; |
| G-133/ GD | : | R2 | 02,540/H7 | 56,010; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-134/x- GD | : | R2 | 02,050/H7 | 55,900; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-135/x- GD | : | R2 | 01,710/H7 | 55,940; | sp | ; | kk-gk | ; 0°R | x1; | ; | ; |
| G-136/x- GD | : | R2 | 01,630/H7 | 55,450; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-148/x-QMD | : | R2 | 03,420/H7 | 54,520; | sp | ; | kk-mk(gk); | 60°R | x1; | ; | ; |
| G-149/x-QMD | : | R2 | 03,020/H7 | 54,580; | sk-sp | ; | kk-mk(gk); | 130°R | x1; | ; | ; |
| G-162/x-QMD | : | R2 | 02,020/H7 | 55,050; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-163/ GD | : | R2 | 02,410/H7 | 54,960; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-178/ GD,f | : | R2 | 03,490/H7 | 56,530; | hp | ; | fk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-201/x- GD,f | : | R2 | 02,050/H7 | 56,990; | sp | ; | fk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-203/x- MG | : | R2 | 02,500/H7 | 57,950; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-206/x-QMD | : | R2 | 03,170/H7 | 57,960; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-207/x- GD | : | R2 | 03,140/H7 | 57,430; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-212/x- GD | : | R2 | 03,670/H7 | 57,440; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-214/x-QMD | : | R2 | 04,210/H7 | 57,420; | sp | ; | kk-gk | ; 30°R | | ; | ; |
| G-219/x-QMD | : | R2 | 05,380/H7 | 54,940; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-220/ GD | : | R2 | 03,540/H7 | 56,180; | sp | ; | kk-gk | ; R- | | ; | ; |
| G-225/x-QMD | : | R2 | 03,800/H7 | 54,280; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; |
| G-243/ GD,f | : | R2 | 03,080/H7 | 55,940; | sp | ; | fk-mk | ; R- | | ; | ; hy; |
| G-273/x-QMD | : | R2 | 04,620/H7 | 57,220; | sp | ; | kk-mk(gk); | R- | | ; | ; hy; |
| G-277/x- GD | : | R2 | 05,470/H7 | 56,070; | sp | ; | kk-mk(gk); | 45°R | x1; | ; | ; |

## Tab. Ic: Probenliste der Pelite, Kontaktmigmatite & jüngeren Gänge

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| - 8/Dioritporphyrit, Gang | : | R2 | 04,230/H7 | 57,530; | | | ; hy; |
| - 80/Andalusit-Hornfels(anatekt.) | : | R2 | 01,470/H7 | 56,810; | | | ; |
| - 97/Rhyolith (Qz-porphyrgang) | : | R2 | 03,830/H7 | 54,860; | | | ; hy; |
| -145/MG,f; Migmatit, D-Kontakt | : | R2 | 01,040/H7 | 54,340; | 80°RS | x1; | ; |
| -159a/Pelit-Hornfels(Cd-AS-Kf) | : | R2 | 02,150/H7 | 54,290; | | | ; |
| -180/MG,f; Migmatit, D-Kontakt | : | R2 | 04,980/H7 | 55,760; | 150°S | x1; | hy; |
| -181/MG,f; Migmatit, D-Kontakt | : | R2 | 04,980/H7 | 55,750; | 120°S | x1; | hy; |
| -197/GD,f; Migmatit, D-Kontakt | : | R2 | 02,200/H7 | 54,580; | 170°S | x1; | hy; |
| -202/GD,f; Migmatit, D-Kontakt | : | R2 | 01,400/H7 | 56,570; | 130°RS | x1; | hy; |
| -275/GD,f; Migmatit, G-Kontakt | : | R2 | 04,820/H7 | 55,470; | R-, SS | ; | ; |

## ABKÜRZUNGEN zu den Probenlisten II+III

### IIa–c: MODALANALYSEN und

### IIIa–c: GEOCHEMISCHE ANALYSEN (Gesamtgesteine):

| | | |
|---|---|---|
| A | : | Amphibol. |
| All | : | Allanit (Orthit). |
| Ap | : | Apatit. |
| BA- | : | Mafitparagenese Biotit--Amphibol (Mafite <20Vol%, Cpx <1.5Vol%). |
| Bi | : | Biotit. |
| CA- | : | Mafitparagenese Klinopyroxen--Amphibol (Cpx >1.5Vol%). |
| Cc | : | Calcit. |
| Chl | : | Chlorit. |
| CIPW | : | Normativkomponenten der CIPW-Norm in Wt%; q=Quarz; or=Orthoklas; ab=Albit; an=Anorthit; c=Korund; wo=Wollastonit; en=Enstatit; fs=Ferrosilit; fo=Forsterit; fa=Fayalit; ne=Nephelin; mt=Magnetit; il=Ilmenit; ap=Apatit; z =Zirkon. |
| Cpx | : | Klinopyroxen (Augit). |
| -D- | : | Dioritsuite (Intrusionsphase I). |
| Ep | : | Epidot. |
| ERZ | : | Opake Erzphasen, meist Ilmenit und Magnetit. |
| f | : | feinkörnige Fazies. |
| -G- | : | Granitsuite (Intrusionsphase II). |
| -GD | : | Granodiorit. |
| Loss | : | Glühverlust ($H_2O^+$). |
| -MD | : | Monzodiorit. |
| -MG | : | Monzogranit. |
| Mu | : | Muskovit. |
| OC- | : | Mafitparagenese Orthopyroxen--Klinopyroxen. |
| Opx | : | Orthopyroxen (Hypersthen). |
| ppm | : | parts per million (g/t). |
| Plg | : | Plagioklas. |
| P-T-Z | : | Prehnit-Titanit-(Klino)Zoisit; zonare Verwachsungen in Biotit. |
| -QD | : | Quarzdiorit. |
| -QMD | : | Quarzmonzodiorit. |
| Qz | : | Quarz. |
| Tit | : | Titanit. |
| x- | : | Hybridfazies der Granitsuite, mit Augit-Xenokristallen. |
| Zi | : | Zirkon. |

## Tab. IIa: MODALANALYSEN der DIORITE 4–112

| PROBE : | D-4/● CA-D | D-21/♦ BA-GD,f | D-22/◆ OC-QMD | D-32/♦ CA-QMD,f | D-36/■ OC-MD | D-37/◆ OC-D | D-50/• BA-QMD | D-57/● CA-QMD | D-83/• BA-QMD | D-86/■ OC-D,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 60.7 | 45.8 | 60.5 | 58.7 | 60.3 | 59.5 | 52.0 | 57.9 | 60.5 | 63.4 |
| Akf : | 0.3 | 16.7 | 8.1 | 14.5 | 6.8 | 3.3 | 15.1 | 10.9 | 8.9 | ---- |
| Qz : | 0.4 | 16.0 | 9.0 | 8.0 | 0.5 | 2.8 | 15.8 | 18.1 | 8.3 | 0.7 |
| Opx : | ---- | ---- | 0.2 | ---- | 6.6+ | 0.7+ | ---- | ---- | ---- | 3.5+ |
| Cpx : | 6.1 | ---- | 1.4 | 1.6 | 15.3 | 9.2 | 0.1 | 1.7 | Sp. | 7.9 |
| Am- I : | 19.3 | 3.4 | 8.3 | 6.3 | 2.1 | 6.7 | 5.5 | 7.5 | 9.1 | 10.9 |
| Am-II : | ---- | ---- | ---- | ---- | 2.8+ | 0.3+ | ---- | ---- | ---- | 5.8+ |
| Bi : | 8.5** | 16.6 | 10.8 | 8.6** | 3.7 | 15.0 | 10.1 | 10.5 | 10.7 | 4.4 |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | 0.6** | 0.3 | ---- | 0.6** | ---- | ---- | 0.2 | 0.2 | ---- | ---- |
| Cc : | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ap : | 1.1 | 0.1 | 0.4 | 0.6 | 0.4 | 1.2 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.5 |
| ERZ : | 1.3 | 0.5 | 0.7 | 0.4 | 1.4 | 1.0 | 0.3 | 0.7 | 1.1 | 2.5 |
| Zi : | Sp. | Sp. | Sp. | Sp. | ---- | Sp. | ---- | 0.1 | Sp. | ---- |
| Tit : | 0.6 | Sp. | Sp. | 0.3 | ---- | ---- | 0.3 | 0.1 | 0.3 | ---- |
| All : | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ep : | Sp. | 0.2 | ---- | 0.2 | ---- | ---- | 0.1 | ---- | 0.3 | ---- |
| P-T-Z : | 0.5 | 0.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | Sp. | ---- |
| Punkte: | 1085 | 1935 | 5034 | 2289 | 1684 | 1195 | 1901 | 2148 | 5000 | 5000 |

| PROBE : | D-89/■ OC-MD | D-90/■ OC-MD | D-95/■ OC-MD,f | D-96/■ OC-MD | D-98/■ OC-MD | D-99/■ OC-MD,f | D-100/■ OC-MD | D-101/◆ OC-QMD | D-108/• BA-QMD | D-111/♦ CA-QD,f | D-112/◆ OC-MD,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 53.2 | 58.9 | 55.0 | 54.5 | 55.8 | 59.3 | 57.0 | 51.4 | 50.8 | 58.1 | 61.4 |
| Akf : | 15.3 | 16.5 | 14.7 | 11.8 | 17.1 | 15.5 | 16.2 | 14.4 | 21.8 | 1.6 | 8.7 |
| Qz : | 0.6 | ---- | 1.2 | ---- | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 3.6 | 9.9 | 3.4 | 3.0 |
| Opx : | 9.7 | 5.1 | 4.1+ | 9.2 | 8.2 | 7.5 | 8.4 | 0.2+ | ---- | ---- | ----+ |
| Cpx : | 12.5 | 13.7 | 12.4 | 16.4 | 12.8 | 10.9 | 12.8 | 4.9 | 0.5 | 4.0 | 5.8 |
| Am- I : | 0.4 | 0.4 | 1.8 | ---- | 0.7 | 0.6 | 0.3 | 10.2 | 5.1 | 15.9 | 3.8 |
| Am-II : | ---- | ---- | 0.9+ | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.5+ | ---- | ---- | 1.3+ |
| Bi : | 6.1 | 1.8 | 7.6 | 4.3 | 3.0 | 4.0 | 2.3 | 11.6 | 10.0 | 15.4 | 12.8 |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | 0.3 |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.2 |
| Ap : | 0.7 | 1.2 | 0.5 | 1.1 | 0.5 | 0.3 | 0.5 | 1.2 | 0.1 | 0.2 | 0.9 |
| ERZ : | 1.1 | 1.8 | 1.6 | 2.1 | 1.2 | 1.5 | 1.8 | 1.4 | 0.8 | 0.6 | 1.6 |
| Zi : | ---- | 0.1 | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | Sp. | 0.1 |
| Tit : | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | 0.6 | 0.1 | 0.2 |
| All : | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ep : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- |
| P-T-Z : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- |
| Punkte: | 3898 | 1947 | 1526 | 2229 | 3885 | 3896 | 2324 | 2142 | 5002 | 5036 | 2700 |

# Tab. IIa: MODALANALYSEN der DIORITE 114 – 187

| PROBE : | D-114/■ OC-D | D-126/♣ BA-QD,f | D-127/◆ OC-QD | D-128/♣ CA-QMD,f | D-129/◆ OC-QMD | D-137/• BA-GD | D-138/• BA-GD | D-139/● CA-QMD | D-141/• BA-QMD | D-152/● CA-QMD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 57.7 | 60.3 | 69.2 | 60.7 | 51.3 | 52.2 | 51.4 | 50.3 | 49.5 | 52.6 |
| Akf : | ---- | 6.5 | 0.6 | 7.9 | 20.7 | 14.7 | 12.2 | 15.2 | 17.8 | 7.9 |
| Qz : | 0.9 | 7.0 | 4.0 | 9.5 | 10.2 | 17.9 | 18.6 | 12.8 | 16.1 | 10.2 |
| Opx : | 0.2+ | ---- | ----+ | ---- | ----+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Cpx : | 7.8 | 3.6 | 3.0 | 1.8 | 4.1 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.2 | 0.9 |
| Am- I : | 22.6 | 8.9 | 10.3 | 3.2 | 2.3 | 5.2 | 4.2 | 7.7 | 5.3··· | 9.6 |
| Am-II : | 3.1+ | ---- | 0.6+ | ---- | 0.2+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Bi : | 3.4·· | 8.8·· | 8.6 | 14.5 | 7.9 | 7.0·· | 10.8·· | 9.9·· | 7.0·· | 17.7 |
| Mu : | ---- | ---- | Sp. | 0.1 | 0.2 | 0.2 | Sp. | 0.3 | 0.3 | ---- |
| Chl : | 0.8·· | 0.8·· | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.6·· | 0.4·· | 0.4·· | 0.3·· | ---- |
| Cc : | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.6··· | ---- |
| Ap : | 1.4 | Sp. | 1.1 | 0.4 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.4 | 0.2 |
| ERZ : | 2.2 | 0.5 | 1.9 | 1.0 | 1.3 | 0.7 | 0.5 | 0.9 | 1.1 | 0.5 |
| Zi : | ---- | Sp. | Sp. | 0.3 | 0.2 | Sp. | Sp. | 0.2 | 0.2 | ---- |
| Tit : | Sp. | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.5 | 0.1 |
| All : | ---- | ---- | ---- | ---- | --- | Sp. | 0.2 | ---- | ---- | Sp. |
| Ep : | ---- | 0.1 | ---- | 0.1 | 0.4 | Sp. | 0.1 | 0.1 | 0.1 | ---- |
| P-T-Z : | ---- | Sp. | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.2 | 0.2 |
| Punkte: | 2964 | 969 | 2496 | 2463 | 2760 | 2348 | 1690 | 1919 | 2101 | 2567 |

| PROBE : | D-153/● CA-QMD | D-156/● CA-QD | D-157/♣ CA-QD,f | D-158/♣ OC-QMD,f | D-160/■ OC-MD | D-161/◆ OC-QMD | D-167/■ OC-MD | D-172/● CA-QMD | D-184/♣ BA-GD,f | D-185/♣ CA-QMD,f | D-187/● CA-QMD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 53.2 | 60.2 | 64.8 | 64.9 | 56.5 | 57.1 | 60.0 | 53.7 | 52.1 | 61.5 | 56.6 |
| Akf : | 8.8 | 2.9 | 5.3 | 7.6 | 9.3 | 11.6 | 15.4 | 13.7 | 16.6 | 9.4 | 10.8 |
| Qz : | 6.1 | 4.5 | 9.9 | 4.6 | 1.6 | 6.9 | 0.3 | 6.6 | 20.8 | 8.7 | 9.7 |
| Opx : | ---- | ----+ | ---- | 1.9 | 4.9 | 1.4 | 5.7 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Cpx : | 1.7 | 2.0 | 0.2 | 4.3 | 14.1 | 6.2 | 13.1 | 0.7 | ---- | 1.5 | 1.8 |
| Am- I : | 13.2 | 7.9 | 3.2 | 2.3 | 1.7 | 3.0 | 1.1 | 11.2 | ----··· | 5.9 | 6.9 |
| Am-II : | ---- | 0.3+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Bi : | 12.8·· | 19.6 | 13.6 | 11.5 | 8.7 | 11.7 | 2.2 | 9.9 | 4.1 | 9.6 | 11.5 |
| Mu : | Sp. | Sp. | ---- | 0.2 | ---- | ---- | ---- | 0.1 | 0.4 | ---- | ---- |
| Chl : | 0.9·· | Sp. | 0.1 | 0.1 | 0.2 | ---- | ---- | 0.8 | 2.1··· | 0.2 | 0.2 |
| Cc : | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.7··· | ---- | ---- |
| Ap : | 0.4 | 0.6 | 0.5 | 0.8 | 1.1 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 0.4 | 0.3 | 0.4 |
| ERZ : | 1.2 | 1.7 | 1.2 | 1.5 | 1.9 | 0.9 | 1.4 | 1.3 | 1.9 | 1.8 | 0.9 |
| Zi : | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | Sp. | 0.1 | ---- | 0.1 | Sp. | 0.1 | 0.1 |
| Tit : | 0.8 | Sp. | 0.1 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 0.7 | Sp. | 0.4 | 0.2 |
| All : | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | Sp. | Sp. |
| Ep : | 0.1 | ---- | 0.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | 0.2 | 0.1 | 0.1 |
| P-T-Z : | 0.3 | 0.1 | 0.4 | ---- | ---- | 0.3 | ---- | 0.5 | 0.3 | 0.4 | 0.6 |
| Punkte: | 2660 | 2647 | 2241 | 2316 | 2016 | 2517 | 5000 | 1800 | 1274 | 2092 | 2081 |

## Tab. IIa: MODALANALYSEN der DIORITE 188–247

| PROBE : | D-188/● CA-QMD | D-189/● CA-QMD | D-190/♠ CA-QD,f | D-196/♦ OC-QMD,f | D-204/• BA-QMD | D-205/◆ OC-QMD | D-208/♦ OC-QMD,f | D-213/■ OC-D,f | D-215/■ OC-D | D-217/■ OC-D |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 51.5 | 54.5 | 65.1 | 48.5 | 51.7 | 51.9 | 55.7 | 57.8 | 56.1 | 56.7 |
| Akf : | 13.3 | 9.7 | 5.8 | 12.6 | 12.8 | 18.0 | 12.3 | 4.9 | 5.8 | 6.2 |
| Qz : | 10.2 | 10.5 | 6.6 | 7.0 | 13.4 | 5.5 | 6.0 | 1.9 | 1.8 | 2.3 |
| Opx : | ---- | ---- | ---- | ----+ | ---- | ----+ | 0.3 | 0.9+ | 0.4+ | ----+ |
| Cpx : | 2.5 | 1.5 | 1.9 | 5.2 | 1.6 | 5.9 | 5.8 | 6.0 | 8.6 | 12.8 |
| Am- I : | 7.6 | 9.7 | 6.4 | 10.3 | 4.6 | 6.0 | 5.7 | 9.8 | 10.8 | 5.4*** |
| Am-II : | ---- | ---- | ---- | 1.7+ | ---- | 2.5+ | 0.4+ | 0.5+ | 2.6+ | 0.2+ |
| Bi : | 12.1 | 10.2** | 11.2 | 10.5** | 13.2 | 4.9** | 11.4 | 14.5 | 9.8 | 4.2*** |
| Mu : | Sp. | ---- | ---- | Sp. | 0.1 | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | 0.2 | 0.6** | 0.3 | 0.6** | 0.3 | 0.6** | Sp. | 0.4 | 0.3 | 7.7*** |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.4 | ---- |
| Ap : | 0.3 | 0.6 | 0.5 | 1.1 | 0.4 | 1.3 | 0.4 | 1.0 | 1.2 | 0.4 |
| ERZ : | 1.6 | 0.9 | 1.9 | 1.3 | 0.9 | 2.3 | 1.6 | 1.2 | 1.6 | 1.7 |
| Zi : | 0.2 | 0.2 | ---- | 0.3 | 0.1 | Sp. | 0.1 | 0.1 | ---- | 0.1 |
| Tit : | 0.2 | 0.4 | 0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | Sp. | 0.3 | 0.4 | 1.1 |
| All : | ---- | 0.2 | ---- | ---- | Sp. | Sp. | ---- | 0.1 | ---- | ---- |
| Ep : | 0.1 | 0.2 | ---- | 0.1 | 0.2 | 0.1 | ---- | 0.1 | ---- | 0.5 |
| P-T-Z : | 0.2 | 0.8 | 0.2 | 0.4 | 0.1 | 0.3 | ---- | 0.4 | 0.1 | 0.6 |
| Punkte: | 2437 | 2475 | 1441 | 2635 | 2575 | 2235 | 1994 | 2052 | 2184 | 2984 |

| PROBE : | D-218/◆ OC-QD | D-221/♠ OC-MD,f | D-222/■ OC-MD | D-223/■ OC-MD | D-224/■ OC-MD | D-226/● CA-QMD | D-228/♠ BA-QMD,f | D-244/• BA-QMD | D-245/■ OC-D | D-246/■ OC-MD | D-247/◆ OC-MD,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 58.1 | 53.5 | 57.9 | 52.1 | 53.7 | 56.3 | 58.0 | 53.0 | 63.1 | 52.6 | 61.3 |
| Akf : | 3.6 | 22.3 | 10.8 | 16.3 | 12.5 | 9.6 | 9.7 | 20.2 | 4.9 | 12.5 | 10.7 |
| Qz : | 4.3 | 2.4 | 1.7 | 1.3 | 0.2 | 6.2 | 12.7 | 9.4 | 2.2 | 0.4 | 2.9 |
| Opx : | ----+ | 7.3 | 5.1+ | 9.2 | 8.0 | ---- | ---- | ---- | 4.3+ | 6.6 | 1.5+ |
| Cpx : | 4.4 | 9.4 | 10.5 | 12.2 | 15.8 | 0.9 | 1.0 | 1.5 | 10.0 | 19.2 | 7.4 |
| Am- I : | 12.2 | 0.3 | 2.4 | 0.7 | 0.6 | 8.4 | 6.2 | 4.5 | 2.4 | 0.1 | 2.5 |
| Am-II : | 0.6+ | ---- | 4.1+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 3.6+ | ---- | 0.8+ |
| Bi : | 13.6 | 2.9 | 5.1 | 5.4 | 3.9 | 15.6** | 11.1 | 8.7** | 7.0 | 7.0 | 10.4 |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | 0.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.6** | Sp. | 0.4** | ---- | ---- | ---- |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ap : | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.9 | 0.9 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.7 | 0.3 | 0.5 |
| ERZ : | 1.3 | 1.3 | 1.7 | 1.7 | 1.6 | 0.8 | 0.8 | 0.7 | 1.7 | 1.3 | 0.9 |
| Zi : | 0.2 | Sp. | ---- | Sp. | ---- | ---- | 0.1 | 0.2 | ---- | Sp. | 0.1 |
| Tit : | 0.4 | ---- | ---- | ---- | Sp. | 0.1 | Sp. | 0.5 | ---- | ---- | ---- |
| All : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- |
| Ep : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| P-T-Z : | 0.3 | ---- | Sp. | ---- | ---- | 0.6 | ---- | 0.3 | Sp. | ---- | 0.8 |
| Punkte: | 2036 | 2607 | 1594 | 2682 | 3788 | 1265 | 1768 | 2436 | 2286 | 3786 | 1317 |

## Tab. IIa: MODALANALYSEN der DIORITE 248–271a

| PROBE : | D-248/■ OC-MD,f | D-249/◆ OC-D,f | D-250/■ OC-MD | D-251/◆ OC-QMD | D-252/◆ OC-MD,f | D-253/◆ OC-QD | D-254/• BA-QMD | D-255/• BA-QMD | D-256/◆ OC-QD | D-257/• BA-QMD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 62.6 | 63.0 | 52.1 | 51.9 | 54.4 | 53.2 | 56.5 | 51.8 | 59.3 | 55.2 |
| Akf : | 11.2 | 1.8 | 12.5 | 18.8 | 11.0 | 2.5 | 11.2 | 7.8 | 4.7 | 8.7 |
| Qz : | 0.8 | 3.4 | 0.6 | 9.9 | 3.2 | 4.7 | 11.4 | 14.5 | 9.6 | 12.9 |
| Opx : | 8.3 | 8.0+ | 4.9+ | ----+ | 0.9+ | ----+ | ---- | ---- | Sp.+ | ---- |
| Cpx : | 9.8 | 10.3 | 14.4 | 1.2 | 11.2 | 3.6 | 0.5 | 0.3 | 1.8 | 0.7 |
| Am- I : | 0.5 | 1.9 | 0.9 | 3.8 | 2.4 | 19.3** | 7.2 | 9.8 | 7.0 | 5.2 |
| Am-II : | ---- | 2.0+ | 1.5+ | 0.7+ | 1.4+ | 1.4+ | ---- | ---- | 0.3+ | ---- |
| Bi : | 5.2 | 6.7** | 10.5 | 10.4 | 14.5 | 10.5*** | 9.9** | 13.8** | 15.5 | 14.5** |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | ---- | 0.8** | ---- | 0.2 | ---- | 1.2*** | 1.9** | 0.6** | ---- | 0.7** |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ----** | ---- | 0.3 | ---- | ---- |
| Ap : | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.3 | 1.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 |
| ERZ : | 1.2 | 1.6 | 1.9 | 1.6 | 0.6 | 0.9 | 0.2 | 0.2 | 1.0 | 0.5 |
| Zi : | ---- | Sp. | ---- | 0.3 | Sp. | ---- | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 |
| Tit : | ---- | ---- | 0.1 | 0.6 | ---- | 0.1 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.5 |
| All : | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- |
| Ep : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.4 | ---- | ---- | 0.1 | ---- |
| P-T-Z : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.8 | 0.2 | ---- | 0.2 | 0.6 |
| Punkte: | 2669 | 1774 | 2664 | 2329 | 1514 | 1536 | 2109 | 2679 | 2044 | 2171 |

| PROBE : | D-258/◆ OC-QD | D-260/• BA-QMD | D-261/• BA-GD | D-262/• BA-QMD | D-263/• BA-QMD | D-265/• BA-QMD | D-266/• BA-QMD | D-267/• BA-GD | D-268/• BA-GD | D-270/■ OC-D | D-271a/■ OC-D,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 66.4 | 54.2 | 55.9 | 59.6 | 53.0 | 56.7 | 57.5 | 54.8 | 50.5 | 59.5 | 53.1 |
| Akf : | 1.7 | 9.0 | 9.0 | 7.2 | 11.7 | 8.3 | 8.6 | 8.8 | 14.0 | 4.0 | 0.8 |
| Qz : | 6.2 | 13.3 | 17.0 | 12.1 | 9.2 | 18.0 | 11.6 | 14.3 | 17.9 | 0.4 | 0.7 |
| Opx : | ----+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 4.3+ | 0.6+ |
| Cpx : | 0.9 | 1.0 | 0.4 | 0.7 | 0.8 | 0.2 | 1.3 | 0.9 | 0.4 | 13.3 | 11.0 |
| Am- I : | 10.9 | 7.6 | 5.2 | 8.3 | 10.0 | 5.1+ | 8.5 | 6.2 | 4.8 | 1.7** | 13.1** |
| Am-II : | 0.2+ | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 2.0+ | 1.5+ |
| Bi : | 10.1** | 11.9** | 8.7** | 9.2** | 10.6** | 8.2** | 9.9** | 12.0** | 9.4** | 12.3 | 16.1 |
| Mu : | ---- | 0.1 | 0.2 | Sp. | ---- | ---- | Sp. | 0.2 | 0.1 | ---- | ---- |
| Chl : | 1.2** | 0.6** | 1.3** | 1.0** | 1.2** | 1.2** | 0.5** | 0.5** | 0.7** | ---- | ---- |
| Cc : | 0.6 | 0.1 | 0.2 | ---- | ---- | 0.3+ | ---- | 0.1 | Sp. | ----** | 0.3** |
| Ap : | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 0.7 |
| ERZ : | 0.5 | 0.5 | 0.7 | 0.4 | 1.0 | 0.5 | 0.8 | 0.8 | 0.5 | 1.8 | 1.1 |
| Zi : | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | ---- | Sp. |
| Tit : | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.1 |
| All : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.3 | 0.1 | ---- | ---- |
| Ep : | ---- | 0.1 | 0.2 | Sp. | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | ---- | ---- |
| P-T-Z : | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.6 | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.6 | ---- | 0.6 |
| Punkte: | 2598 | 2256 | 2509 | 2485 | 2187 | 2148 | 2078 | 2171 | 2457 | 2223 | 956 |

## Tab. IIa: MODALANALYSEN der DIORITE 274 – 360

| PROBE : | D-274/■ OC-MD | D-276/◆ OC-QMD,f | D-278/♠ OC-D,f | D-279/♠ OC-D,f | D-290/■ OC-MD | D-291/• BA-QMD | D-293/• BA-QMD | D-345/◆ OC-QD | D-346/♠ CA-QMD,f | D-350/◉ A-D(App.) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 57.0 | 46.3 | 66.2 | 62.4 | 53.8 | 53.6 | 52.4 | 61.8 | 60.0 | 42.9 |
| Akf : | 17.6 | 15.5 | 7.0 | 3.4 | 17.8 | 11.3 | 11.7 | 4.4 | 10.1 | 0.5 |
| Qz : | 0.6 | 10.3 | 0.2 | 1.1 | 0.3 | 12.1 | 11.1 | 6.5 | 9.6 | 0.2 |
| Opx : | ----+ | 0.1+ | 10.4 | 3.0+ | 10.5 | ---- | ---- | Sp.+ | ---- | ---- |
| Cpx : | 7.3 | 2.2 | 12.7 | 16.0 | 13.8 | 0.6 | 0.6 | 4.4 | 2.1 | 1.9 |
| Am- I : | ---- | 8.7 | 1.0 | 0.5 | 0.2 | 8.6 | 10.5 | 6.4 | 6.9 | 7.2 |
| Am-II : | 7.9+ | 0.6+ | ---- | 1.2+ | ---- | ---- | ---- | 0.7+ | ---- | 38.3" |
| Bi : | 7.3" | 13.7" | 1.3 | 10.5 | 1.5 | 10.1" | 9.4" | 12.5" | 8.9 | 4.8 |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | Sp. | ---- | ---- |
| Chl : | ----" | 1.0" | ---- | ---- | ---- | 1.0" | 1.3" | 1.3" | 0.2 | ---- |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | 1.4" |
| Ap : | 0.6 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.4 | 0.7 |
| ERZ : | 1.2 | 0.3 | 0.7 | 1.6 | 1.5 | 0.6 | 0.8 | 1.0 | 1.3 | 0.3 |
| Zi : | ---- | 0.2 | ---- | ---- | ---- | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | ---- |
| Tit : | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 1.1 | 0.9 | Sp. | 0.2 | 1.1 |
| All : | ---- | 0.3 | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ep : | 0.2 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 0.1 | Sp. | 0.2 | ---- | 0.2 |
| P-T-Z : | 0.2 | 0.2 | ---- | ---- | ---- | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.5 |
| Punkte: | 1536 | 2226 | 3758 | 1415 | 1490 | 2129 | 1407 | 1989 | 2238 | 1496 |

| PROBE : | D-351/♠ BA-QMD,f | D-352/• BA-QMD | D-352a/♠ CA-QD,f | D-352b/♠ CA-D,f | D-353/● CA-QMD | D-354/● CA-QMD | D-355/◆ OC-QMD | D-358/● CA-QMD | D-360/• BA-QMD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 55.8 | 53.5 | 57.5 | 45.4 | 48.3 | 52.9 | 53.8 | 52.3 | 51.1 |
| Akf : | 13.0 | 11.8 | 6.2 | 5.2 | 10.9 | 8.3 | 8.8 | 8.5 | 12.3 |
| Qz : | 11.9 | 12.2 | 3.6 | 1.8 | 13.2 | 9.6 | 10.8 | 12.9 | 15.3 |
| Opx : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ----+ | ---- | ---- |
| Cpx : | 0.7 | 0.4 | 0.9 | 5.1 | 1.6 | 2.5 | 2.9 | 1.9 | 0.4 |
| Am- I : | 7.2 | 6.4 | 18.7 | 23.7 | 5.7 | 10.0 | 5.5 | 5.2 | 5.1 |
| Am-II : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.3+ | ---- | ---- |
| Bi : | 8.6" | 14.1 | 11.0 | 15.2" | 16.5" | 12.6" | 14.7" | 14.6" | 12.3" |
| Mu : | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 0.1 | 0.1 | Sp. | 0.2 | ---- |
| Chl : | 0.9" | ---- | ---- | 0.5" | 0.8" | 1.1" | 0.4" | 1.1" | 0.5" |
| Cc : | ---- | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Ap : | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.6 | 0.7 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.2 |
| ERZ : | 0.7 | 0.5 | 0.2 | 0.5 | 0.9 | 0.8 | 0.9 | 1.3 | 0.7 |
| Zi : | 0.2 | Sp. | ---- | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 |
| Tit : | 0.3 | 0.4 | 1.1 | 1.1 | 0.3 | 0.5 | 0.2 | 0.6 | 0.5 |
| All : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.2 | ---- | 0.2 | 0.1 | 0.3 |
| Ep : | ---- | 0.1 | ---- | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 |
| P-T-Z : | 0.2 | 0.1 | ---- | 0.3 | 0.2 | 0.7 | 0.5 | 0.4 | 0.6 |
| Punkte: | 2014 | 1957 | 1125 | 1477 | 2501 | 2576 | 2484 | 2350 | 1951 |

## Tab. IIb: MODALANALYSEN der GRANITE 3 – 116

| PROBE : | G-3/▲ x-GD | G-24/■ GD | G-29/✚ MG,f | G-56/▲ x-GD | G-63/■ GD | G-74/▲ x-QMD | G-81/▲ x-GD,f | G-87/▲ x-QMD | G-91/■ GD | G-92/▲ x-GD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 48.3 | 48.3 | 42.7 | 39.4 | 52.7 | 54.9 | 45.2 | 44.7 | 48.4 | 48.9 |
| Akf-gm: | 15.6 | 9.2 | 28.6 | 15.9 | 15.0 | 18.3 | 18.8 | 15.0 | 11.7 | 13.0 |
| Akf-xx: | 5.8 | 10.8 | ---- | 15.7 | 6.4 | ---- | ---- | 17.9 | 12.7 | 8.1 |
| Qz : | 19.3 | 19.0 | 25.1 | 18.1 | 17.3 | 11.4 | 17.3 | 13.7 | 18.5 | 19.0 |
| Cpx : | 0.2 | ---- | ---- | ----*** | ---- | 0.9 | ---- | 0.2 | ---- | 0.1 |
| Am : | 2.1 | 1.8*** | ---- | 1.9 | 0.4 | 4.0 | 2.3*** | 0.5 | 0.6 | 2.1 |
| Bi : | 7.2 | 5.9** | ----** | 6.1 | 4.8** | 8.5 | 11.7** | 0.1** | 5.6** | 5.4** |
| Mu : | ---- | 0.1 | 0.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | 0.5 | 1.9** | 2.1** | 0.5 | 1.1** | 0.4 | 0.9** | 5.0** | 0.7** | 0.7** |
| Cc : | ---- | ----*** | ---- | 0.3*** | ---- | ---- | ----*** | ---- | ---- | ---- |
| Ap : | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.3 |
| ERZ : | 0.3 | 0.8 | 0.4 | 0.8 | 0.9 | 0.5 | 1.2 | 0.4 | 0.6 | 0.9 |
| Zi : | 0.1 | 0.2 | Sp. | Sp. | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| Tit : | 0.3 | 1.0 | Sp. | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 1.2 | 1.0 | 0.2 | 0.8 |
| All : | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 0.2 | 0.2 | Sp. | 0.3 | ---- | 0.2 |
| Ep : | ---- | 0.2 | ---- | 0.5 | ---- | ---- | 0.1 | 0.6 | 0.2 | 0.1 |
| P-T-Z : | Sp. | 0.1 | ---- | ---- | Sp. | ---- | 0.2 | Sp. | 0.1 | ---- |
| Punkte: | 2301 | 1557 | 1165 | 2414 | 3013 | 2371 | 2204 | 2464 | 2345 | 2501 |

| PROBE : | G-93/▲ x-MG,f | G-94/■ GD | G-102/■ GD | G-103/▲ GD,f | G-104/■ GD | G-105/▲ x-GD | G-106/■ QMD | G-107/▲ x-QMD | G-115/■ GD | G-116/■ GD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 43.7 | 47.2 | 44.7 | 50.0 | 49.9 | 43.5 | 53.1 | 45.3 | 52.1 | 53.1 |
| Akf-gm: | 26.4 | 15.4 | 13.5 | 14.4 | 17.7 | 15.3 | 15.5 | 22.7 | 13.6 | 15.4 |
| Akf-xx: | ---- | 9.5 | 14.7 | 6.8 | 3.7 | 9.3 | 4.1 | 3.1 | 6.6 | 4.6 |
| Qz : | 25.1 | 17.2 | 15.6 | 22.3 | 19.1 | 19.0 | 16.1 | 13.6 | 20.2 | 18.3 |
| Cpx : | 0.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | ----** | ---- | 1.2 | ---- | ---- |
| Am : | 0.6 | 0.9 | 1.3 | ---- | ---- | 0.6*** | 0.6 | 3.2 | ----*** | 1.1 |
| Bi : | 3.4 | 6.1** | 6.9** | 0.4** | 0.4** | 4.7 | 7.7 | 6.9 | 4.6** | 4.5 |
| Mu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- |
| Chl : | Sp. | 1.2** | 1.3** | 4.3** | 6.8** | 4.6*** | 0.9 | 0.7 | 0.8** | 0.8 |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.7** | 0.1 | ---- | 0.2*** | ---- |
| Ap : | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.3 |
| ERZ : | 0.2 | 0.8 | 0.8 | 0.9 | 1.0 | 0.8 | 0.6 | 0.9 | 0.8 | 0.7 |
| Zi : | Sp. | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 |
| Tit : | 0.1 | 0.9 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 1.0 | 0.3 | 0.5 |
| All : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- | ---- | 0.2 | 0.2 |
| Ep : | Sp. | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.5 | 0.2 | Sp. | 0.2 | 0.1 | Sp. |
| P-T-Z : | ---- | Sp. | 0.1 | ---- | 0.1 | 0.1 | 0.4 | 0.6 | 0.1 | ---- |
| Punkte: | 5001 | 1885 | 2265 | 2606 | 2666 | 1960 | 1927 | 2828 | 2426 | 2385 |

## Tab. IIb: MODALANALYSEN der GRANITE 118 – 201

| PROBE : | G-118/■ GD | G-119/✚ MG,f | G-120/■ GD | G-121/▲ x-GD | G-122/■ GD | G-123/▲ x-GD | G-124/▲ x-GD | G-125/▲ x-GD | G-130/● QMD,f | G-132/✚ MG,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 52.1 | 43.5 | 44.4 | 44.1 | 44.4 | 45.2 | 47.6 | 42.2 | 58.6 | 40.8 |
| Akf-gm: | 13.8 | 27.6 | 17.1 | 15.0 | 23.0 | 16.9 | 15.4 | 17.8 | 19.8 | 29.5 |
| Akf-xx: | 5.2 | ---- | 10.1 | 7.4 | 4.3 | 6.5 | 8.7 | 11.3 | ---- | ---- |
| Qz : | 20.8 | 25.0 | 17.1 | 17.3 | 22.1 | 19.9 | 17.8 | 19.0 | 12.6 | 25.9 |
| Cpx : | ---- | ---- | ---- | 1.3 | ---- | 0.3 | 0.5 | 0.2*** | ---- | ---- |
| Am : | ----*** | ---- | 1.9 | 2.0 | Sp. | 2.1 | 1.3 | 1.7 | 0.7 | ---- |
| Bi : | 3.1** | 1.6 | 3.6** | 4.7** | 5.0 | 7.8 | 5.8 | 4.0** | 5.5 | ----** |
| Mu : | ---- | 0.9 | 0.1 | 0.2 | ---- | ---- | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 1.3 |
| Chl : | 2.6** | Sp. | 3.1** | 3.9** | ---- | ---- | 0.7 | 1.3** | 0.4 | 1.3** |
| Cc : | 0.1*** | Sp. | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.2*** | ---- | 0.1 |
| Ap : | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.1 | Sp. | 0.3 | 0.2 | 0.2 | Sp. |
| ERZ : | 0.8 | 0.5 | 0.7 | 1.5 | 0.6 | 0.5 | 0.7 | 0.8 | 1.0 | 0.7 |
| Zi : | 0.3 | Sp. | 0.2 | 0.4 | 0.1 | Sp. | 0.2 | 0.1 | Sp. | Sp. |
| Tit : | 0.5 | Sp. | 0.7 | 1.0 | 0.3 | 0.7 | 0.4 | 0.5 | 0.8 | Sp. |
| All : | 0.2 | Sp. | 0.1 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | 0.2 | ---- | ---- |
| Ep : | Sp. | 0.3 | 0.2 | 0.3 | ---- | ---- | 0.2 | 0.2 | Sp. | Sp. |
| P-T-Z : | 0.2 | ---- | 0.4 | 0.4 | ---- | ---- | 0.1 | 0.1 | 0.1 | ---- |
| Punkte: | 2246 | 1445 | 2027 | 2507 | 5007 | 1688 | 3121 | 2102 | 1750 | 1713 |

| PROBE : | G-133/■ GD | G-134/▲ x-GD | G-135/▲ x-GD | G-136/▲ x-GD | G-148/▲ x-QMD | G-149/▲ x-QMD | G-162/▲ x-QMD | G-163/■ GD | G-178/● GD,f | G-201/▲ x-GD,f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 47.4 | 41.2 | 48.8 | 43.9 | 55.0 | 53.7 | 49.6 | 45.6 | 45.7 | 50.6 |
| Akf-gm: | 14.5 | 15.3 | 14.5 | 14.5 | 14.6 | 15.0 | 15.4 | 16.8 | 14.3 | 12.8 |
| Akf-xx: | 7.6 | 12.3 | 8.0 | 13.0 | 2.2 | ---- | 7.1 | 9.8 | 9.8 | 2.9 |
| Qz : | 20.8 | 19.2 | 17.2 | 17.0 | 9.7 | 13.2 | 15.6 | 19.1 | 23.9 | 16.2 |
| Cpx : | ---- | 0.3 | 0.1 | 0.5 | 1.2 | 1.6 | 0.8 | ---- | ---- | 0.4 |
| Am : | ----*** | 0.9 | 0.9*** | 1.9 | 4.0 | 3.1 | 1.9 | 0.7 | ---- | 3.3 |
| Bi : | 2.5** | 6.8** | 6.7 | 5.3** | 10.4 | 8.8 | 6.0 | 4.0** | 0.3** | 9.0 |
| Mu : | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.1 | ---- | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.9 | 0.3 |
| Chl : | 4.0** | 1.1** | 0.5 | 1.1** | 0.2 | 0.2 | 0.6 | 1.4** | 2.8** | 0.7 |
| Cc : | 0.7*** | ---- | 0.3*** | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.4 | ---- |
| Ap : | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.5 |
| ERZ : | 0.8 | 0.7 | 0.9 | 1.0 | 1.6 | 1.4 | 1.1 | 0.7 | 0.5 | 1.0 |
| Zi : | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.3 |
| Tit : | 0.3 | 0.7 | 0.3 | 0.9 | 0.4 | 1.6 | 0.5 | 0.6 | 0.3 | 0.9 |
| All : | 0.1 | 0.3 | 0.3 | Sp. | ---- | 0.1 | 0.2 | ---- | 0.2 | 0.1 |
| Ep : | 0.2 | 0.1 | 0.1 | Sp. | ---- | ---- | Sp. | 0.2 | 0.1 | 0.2 |
| P-T-Z : | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | ---- | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.8 |
| Punkte: | 2270 | 2469 | 2648 | 2467 | 2245 | 2005 | 2627 | 2613 | 2355 | 2530 |

# Tab. IIb+c: MODALANALYSEN der GRANITE 203–277 & KONTAKTMIGMATITE

| PROBE : | G-203/▲ x-MG | G-206/▲ x-QMD | G-207/▲ x-GD | G-212/▲ x-GD | G-214/▲ x-QMD | G-219/▲ x-QMD | G-220/■ GD | G-225/▲ x-QMD | G-243/■ GD,f | G-273/▲ x-QMD | G-277/▲ x-GD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 40.6 | 51.8 | 43.6 | 48.3 | 49.5 | 50.6 | 46.3 | 45.7 | 41.6 | 46.2 | 42.3 |
| Akf-gm: | 24.2 | 16.0 | 16.6 | 15.1 | 20.8 | 16.7 | 15.9 | 16.8 | 17.2 | 17.9 | 18.4 |
| Akf-xx: | 3.2 | 5.8 | 6.6 | 6.3 | 5.0 | 1.9 | 7.4 | 8.4 | 13.6 | 5.3 | 6.5 |
| Qz : | 16.0 | 16.2 | 20.3 | 19.6 | 11.5 | 15.8 | 22.3 | 15.3 | 23.8 | 11.9 | 21.0 |
| Cpx : | 1.0 | 0.1 | 0.7 | 0.3 | 0.8 | 0.5 | ---- | 1.0 | ---- | 1.0 | 0.5 |
| Am : | 3.2 | 2.0 | 2.3 | 1.5 | 1.2*** | 3.5 | ---- | 2.2 | ---- | 2.7*** | 3.1 |
| Bi : | 7.4 | 5.3 | 6.6** | 5.3 | 5.1** | 8.3 | 3.1** | 5.6** | 3.2 | 6.6** | 6.7 |
| Mu : | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | ---- | 0.6 | 0.5 | ---- | 0.2 | ---- |
| Chl : | 0.3 | 0.5 | 1.1** | 0.8 | 1.7** | 0.3 | 2.0** | 1.8** | ---- | 4.3** | 0.8 |
| Cc : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.8*** | ---- | 0.3 | ---- | ---- | 0.8*** | ---- |
| Ap : | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | Sp. | 0.5 | 0.2 |
| ERZ : | 1.4 | 0.4 | 0.6 | 1.1 | 1.5 | 0.7 | 1.0 | 0.6 | 0.4 | 1.2 | 0.2 |
| Zi : | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | ---- | 0.4 | 0.1 |
| Tit : | 1.0 | 0.3 | 0.4 | 0.6 | 1.0 | 1.1 | 0.3 | 0.8 | 0.1 | 0.7 | Sp. |
| All : | 0.1 | ---- | 0.2 | Sp. | ---- | 0.1 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | Sp. |
| Ep : | 0.1 | 0.1 | ---- | ---- | Sp. | ---- | 0.1 | 0.3 | Sp. | 0.2 | ---- |
| P-T-Z : | 0.5 | 0.5 | 0.2 | 0.4 | Sp. | ---- | ---- | 0.2 | ---- | 0.2 | ---- |
| Punkte: | 2500 | 2055 | 2053 | 2138 | 2068 | 2423 | 2341 | 1621 | 1603 | 1708 | 2001 |

| PROBE : | -145/× MIGM. | -180/× MIGM. | -181/× MIGM. | -197/× MIGM. | -202/× MIGM. | -275/+ MIGM. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Plg : | 35.1 | 18.8 | 20.3 | 30.4 | 42.8 | 49.5 |
| Akf : | 30.8 | 14.6 | 29.1 | 14.0 | 19.7 | 11.4 |
| Qz : | 21.8 | 17.5 | 31.2 | 28.7 | 21.9 | 27.0 |
| Am : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Bi : | 4.6** | 26.8 | 9.7 | ----** | 11.7 | 9.3** |
| Mu : | 0.8 | 5.2 | 3.8 | 7.6 | 1.7 | 0.3 |
| Chl : | 4.3** | 0.9 | 1.0 | 12.7** | 0.7 | 1.8** |
| Cc : | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Gt : | ---- | 0.9 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Cor : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.3 | ---- |
| Cd+Mu : | ---- | 13.6 | 3.6 | 3.8 | ---- | ---- |
| Ap : | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.2 |
| ERZ : | 1.6 | 1.0 | 0.6 | 1.1 | 0.6 | 0.1 |
| Zi : | ---- | 0.2 | 0.2 | 0.2 | ---- | 0.2 |
| Tit : | 0.1 | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- |
| All : | 0.1 | ---- | ---- | ---- | Sp. | ---- |
| Ep : | Sp. | ---- | ---- | 0.2 | ---- | ---- |
| P-T-Z : | ---- | ---- | 0.2 | 0.5 | ---- | ---- |
| Punkte: | 1314 | 881 | 1014 | 1071 | 1396 | 1280 |

## Tab. IIIa: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der DIORITE *22 – 98*

| PROBE : | D-22◆ | D-32♦ | D-83• | D-86▲ | D-89■ | D-90■ | D-96■ | D-98■ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | OC-QMD | CA-QMD | BA-QMD | OC-D | OC-MD | OC-MD | OC-MD | OC-MD |
| (Wt%) | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 59.36 | 57.17 | 58.25 | 52.22 | 56.29 | 52.28 | 53.75 | 55.65 |
| $TiO_2$ : | 0.83 | 1.05 | 0.90 | 1.25 | 1.22 | 1.22 | 1.20 | 1.33 |
| $Al_2O_3$ : | 17.10 | 16.73 | 18.32 | 16.48 | 16.19 | 16.52 | 16.14 | 16.28 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.74 | 1.82 | 2.35 | 2.91 | 1.92 | 2.22 | 2.25 | 2.16 |
| FeO : | 3.20 | 3.88 | 3.22 | 5.13 | 4.64 | 4.72 | 5.19 | 4.68 |
| MnO : | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.14 | 0.11 | 0.15 | 0.13 | 0.10 |
| MgO : | 3.35 | 4.04 | 2.97 | 6.61 | 4.86 | 5.38 | 5.95 | 5.11 |
| CaO : | 5.26 | 5.35 | 4.24 | 8.92 | 6.52 | 7.60 | 8.03 | 6.89 |
| $Na_2O$ : | 4.94 | 4.70 | 4.85 | 4.43 | 4.51 | 4.46 | 4.13 | 4.38 |
| $K_2O$ : | 2.72 | 3.06 | 3.30 | 0.99 | 2.86 | 1.72 | 2.10 | 2.92 |
| $P_2O_5$ : | 0.34 | 0.39 | 0.36 | 0.55 | 0.37 | 0.50 | 0.55 | 0.46 |
| Loss : | 0.72 | 1.19 | 1.24 | 0.85 | 0.42 | 0.31 | 0.39 | 0.34 |
| Total : | 99.67 | 99.50 | 100.15 | 100.22 | 99.74 | 97.08 | 99.81 | 100.10 |
| (ppm) | | | | | | | | |
| Zr : | 400 | 420 | 437 | 320 | 367 | 272 | 346 | 329 |
| Sr : | 1729 | 1636 | 1766 | 2254 | 1543 | 1441 | 1893 | 1666 |
| Rb : | 61 | 88 | 88 | 13 | 55 | 15 | 26 | 52 |
| Ba : | 1642 | 1521 | 1789 | 1320 | 1362 | 1523 | 1519 | 1792 |
| Ni : | 63 | 46 | 11 | 71 | 64 | ---- | 49 | 51 |
| V : | 124 | 205 | 146 | 240 | 237 | 222 | 204 | 281 |
| Co : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 38 | ---- |
| Cu : | 7 | -0 | 27 | 40 | 13 | -0 | ---- | 25 |
| Zn : | 68 | 70 | 92 | 99 | 76 | 66 | ---- | 88 |
| CIPW | | | | | | | | |
| q : | 5.5 | 1.6 | 3.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| or : | 15.8 | 18.1 | 19.4 | 5.8 | 16.9 | 10.4 | 12.4 | 17.2 |
| ab : | 41.7 | 39.9 | 40.9 | 37.3 | 38.1 | 38.8 | 34.9 | 36.8 |
| an : | 15.8 | 15.6 | 18.4 | 22.0 | 15.5 | 20.5 | 19.3 | 16.1 |
| cor : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| wo : | 3.5 | 3.7 | 0.2 | 7.8 | 6.1 | 6.3 | 7.2 | 6.4 |
| en : | 8.7 | 10.1 | 7.4 | 7.8 | 11.3 | 7.3 | 9.8 | 10.0 |
| fs : | 3.2 | 4.1 | 2.7 | 2.5 | 4.8 | 2.8 | 3.9 | 3.8 |
| fo : | ---- | ---- | ---- | 6.0 | 0.5 | 4.5 | 3.5 | 1.9 |
| fa : | ---- | ---- | ---- | 2.1 | 0.2 | 1.9 | 1.5 | 0.8 |
| ne : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| mt : | 2.5 | 2.6 | 3.4 | 4.2 | 2.8 | 3.3 | 3.3 | 3.1 |
| il : | 1.6 | 2.0 | 1.7 | 2.3 | 2.3 | 2.4 | 2.3 | 2.5 |
| ap : | 0.8 | 0.9 | 0.8 | 1.3 | 0.9 | 1.2 | 1.3 | 1.1 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIa: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der DIORITE 99 – 156

| PROBE : | D-99 | D-100 | D-101 | D-108 | D-111 | D-112 | D-114 | D-127 | D-128 | D-138 | D-141 | D-152 | D-153 | D-156 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | OC-MD | OC-MD | OC-QMD | BA-QMD | CA-QD | OC-MD | OC-D | OC-QD | CA-QMD | BA-GD | BA-QMD | CA-QMD | CA-QMD | CA-QD |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 56.69 | 56.47 | 56.66 | 60.60 | 54.69 | 56.72 | 51.89 | 52.90 | 59.04 | 63.84 | 63.39 | 56.30 | 55.32 | 53.54 |
| $TiO_2$ : | 1.11 | 1.22 | 1.18 | 1.04 | 1.31 | 1.10 | 1.12 | 1.21 | 1.03 | 0.67 | 0.72 | 1.09 | 1.14 | 1.13 |
| $Al_2O_3$ : | 17.19 | 16.13 | 16.45 | 16.64 | 16.68 | 16.21 | 15.60 | 17.71 | 17.04 | 16.31 | 16.24 | 17.57 | 17.31 | 18.03 |
| $Fe_2O_3$ : | 2.66 | 1.71 | 1.98 | 1.60 | 2.38 | 2.30 | 2.79 | 2.76 | 1.65 | 1.23 | 1.39 | 1.97 | 2.26 | 2.61 |
| FeO : | 3.47 | 4.80 | 3.78 | 3.22 | 4.75 | 3.83 | 5.35 | 4.46 | 3.38 | 2.70 | 2.72 | 4.53 | 4.55 | 4.57 |
| MnO : | 0.12 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.12 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.08 | 0.08 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.16 |
| MgO : | 3.97 | 5.10 | 4.06 | 2.47 | 5.40 | 4.38 | 7.19 | 4.65 | 3.11 | 2.16 | 2.53 | 4.00 | 4.11 | 4.54 |
| CaO : | 6.06 | 6.63 | 5.52 | 3.87 | 7.35 | 5.97 | 8.42 | 6.85 | 4.72 | 3.10 | 3.03 | 5.59 | 6.39 | 6.17 |
| $Na_2O$ : | 4.84 | 4.36 | 4.39 | 5.25 | 4.72 | 4.28 | 3.78 | 4.75 | 4.64 | 3.83 | 3.99 | 3.95 | 3.90 | 4.49 |
| $K_2O$ : | 3.11 | 3.00 | 3.48 | 4.40 | 2.42 | 3.36 | 1.04 | 2.08 | 3.23 | 3.67 | 3.89 | 3.03 | 2.78 | 2.76 |
| $P_2O_5$ : | 0.52 | 0.42 | 0.38 | 0.36 | 0.44 | 0.43 | 0.53 | 0.65 | 0.32 | 0.23 | 0.27 | 0.42 | 0.58 | 0.57 |
| Loss : | 0.35 | 0.21 | 0.77 | 0.78 | 0.72 | 0.89 | 1.72 | 1.61 | 0.95 | 1.04 | 1.49 | 1.12 | 0.78 | 1.47 |
| Total : | 99.85 | 99.76 | 98.73 | 100.27 | 100.98 | 99.59 | 99.29 | 99.77 | 99.54 | 98.86 | 99.76 | 99.70 | 99.25 | 99.81 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 365 | 352 | 317 | 573 | 436 | 401 | 286 | 323 | 395 | 352 | 351 | 403 | 455 | 384 |
| Sr : | 1860 | 1509 | 1394 | 1019 | 1668 | 1538 | 1780 | 1688 | 1602 | 1145 | 986 | 1707 | 1694 | 1861 |
| Rb : | 52 | 52 | 71 | 143 | 66 | 91 | 18 | 30 | 79 | 64 | 99 | 70 | 70 | 71 |
| Ba : | 1621 | 1314 | 1748 | 1288 | 1363 | 1400 | 920 | 1391 | 1610 | 1429 | 1523 | 1714 | 1876 | 1719 |
| Ni : | 36 | 46 | 24 | 55 | 73 | 78 | 48 | ---- | 14 | 31 | 31 | 50 | 35 | 32 |
| V : | 229 | 236 | 201 | 149 | 280 | 194 | 237 | 201 | 182 | 99 | 105 | 174 | 192 | 206 |
| Co : | ---- | ---- | 13 | 17 | ---- | ---- | ---- | 24 | ---- | 20 | 29 | ---- | 26 | ---- |
| Cu : | 76 | -0 | ---- | ---- | -0 | -0 | -0 | ---- | -0 | ---- | ---- | 1 | ---- | -0 |
| Zn : | 81 | 91 | ---- | ---- | 88 | 85 | 91 | ---- | 81 | ---- | ---- | 80 | ---- | 91 |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | 0.2 | ---- | 1.5 | 2.5 | ---- | 1.7 | ---- | ---- | 5.4 | 17.0 | 14.4 | 3.3 | 2.9 | ---- |
| or : | 18.3 | 15.4 | 20.8 | 25.9 | 14.1 | 19.9 | 6.2 | 12.3 | 19.2 | 21.9 | 23.0 | 17.9 | 16.5 | 16.3 |
| ab : | 40.8 | 35.3 | 37.6 | 44.2 | 39.3 | 36.3 | 32.1 | 40.2 | 39.5 | 32.7 | 33.8 | 33.4 | 33.2 | 37.9 |
| an : | 15.9 | 17.4 | 15.1 | 8.8 | 16.9 | 15.1 | 22.6 | 20.9 | 16.2 | 14.3 | 13.5 | 21.3 | 21.6 | 20.8 |
| cor : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.9 | 0.5 | ---- | ---- | ---- |
| wo : | 4.6 | 6.9 | 4.3 | 3.4 | 6.8 | 5.0 | 6.7 | 3.8 | 2.3 | ---- | ---- | 1.7 | 2.8 | 2.6 |
| en : | 9.8 | 10.7 | 10.2 | 6.1 | 4.7 | 10.9 | 16.2 | 5.0 | 7.8 | 5.4 | 6.3 | 10.0 | 10.3 | 5.1 |
| fs : | 2.5 | 3.7 | 3.5 | 3.0 | 1.6 | 3.6 | 5.3 | 1.8 | 3.3 | 3.0 | 2.8 | 5.1 | 4.9 | 2.1 |
| fo : | ---- | 2.0 | ---- | ---- | 6.2 | ---- | 1.2 | 4.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 4.3 |
| fa : | ---- | 0.8 | ---- | ---- | 2.4 | ---- | 0.4 | 1.8 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 2.0 |
| ne : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| mt : | 3.8 | 3.5 | 2.9 | 2.3 | 3.4 | 3.3 | 4.0 | 4.0 | 2.4 | 1.8 | 2.0 | 2.8 | 3.3 | 3.8 |
| il : | 2.1 | 2.5 | 2.3 | 2.0 | 2.5 | 2.1 | 2.1 | 2.3 | 2.0 | 1.3 | 1.4 | 2.1 | 2.2 | 2.1 |
| ap : | 1.2 | 1.1 | 0.9 | 0.8 | 1.0 | 1.0 | 1.2 | 1.5 | 0.8 | 0.5 | 0.6 | 1.0 | 1.4 | 1.3 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIa: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der DIORITE 157 – 223

| PROBE : | D-157♦ | D-158♦ | D-160■ | D-167■ | D-185♦ | D-189● | D-190♦ | D-196♦ | D-204• | D-205♦ | D-208♦ | D-213■ | D-218♦ | D-223■ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | CA-QD | OC-QMD | OC-MD | OC-MD | CA-QMD | CA-QMD | CA-QD | OC-QMD | BA-QMD | OC-QMD | OC-QMD | OC-D | OC-QD | OC-MD |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 59.51 | 56.44 | 53.99 | 55.11 | 59.18 | 59.22 | 55.97 | 58.11 | 59.68 | 55.57 | 58.30 | 53.66 | 55.25 | 56.17 |
| $TiO_2$ : | 0.87 | 1.11 | 1.29 | 1.30 | 1.04 | 0.92 | 1.23 | 1.00 | 0.92 | 1.13 | 0.98 | 1.25 | 1.26 | 1.16 |
| $Al_2O_3$ : | 17.53 | 18.31 | 16.07 | 16.54 | 17.38 | 16.81 | 18.81 | 16.17 | 16.94 | 16.23 | 16.97 | 16.79 | 16.66 | 16.84 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.88 | 2.37 | 2.36 | 2.18 | 1.81 | 1.53 | 2.94 | 1.86 | 1.86 | 2.32 | 1.68 | 2.44 | 2.19 | 1.73 |
| FeO : | 3.30 | 3.99 | 4.65 | 4.74 | 3.76 | 3.74 | 3.92 | 3.71 | 3.37 | 4.18 | 3.73 | 4.61 | 4.55 | 4.49 |
| MnO : | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.09 | 0.12 | 0.14 | 0.11 |
| MgO : | 2.68 | 3.44 | 5.41 | 4.88 | 2.57 | 3.45 | 2.97 | 4.03 | 2.91 | 5.12 | 3.88 | 5.23 | 5.07 | 5.16 |
| CaO : | 4.26 | 5.83 | 7.44 | 7.09 | 4.49 | 4.57 | 5.52 | 5.36 | 4.51 | 6.59 | 4.92 | 7.25 | 6.74 | 6.76 |
| $Na_2O$ : | 4.65 | 4.15 | 4.13 | 4.25 | 3.86 | 4.25 | 4.93 | 3.97 | 4.14 | 4.12 | 4.63 | 4.05 | 3.30 | 4.31 |
| $K_2O$ : | 3.20 | 2.48 | 2.63 | 2.59 | 3.39 | 2.87 | 2.67 | 3.13 | 3.40 | 2.54 | 3.25 | 2.50 | 2.26 | 2.62 |
| $P_2O_5$ : | 0.27 | 0.43 | 0.51 | 0.43 | 0.39 | 0.28 | 0.47 | 0.37 | 0.37 | 0.45 | 0.33 | 0.54 | 0.36 | 0.42 |
| Loss : | 0.83 | 0.60 | 0.63 | 0.86 | 0.74 | 1.27 | 0.92 | 1.21 | 0.78 | 1.19 | 0.80 | 0.88 | 0.96 | 0.33 |
| Total : | 99.08 | 99.26 | 99.23 | 99.89 | 98.72 | 99.01 | 100.52 | 99.03 | 98.98 | 99.55 | 99.56 | 99.32 | 98.76 | 100.10 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 388 | 329 | 387 | 308 | 406 | 359 | 328 | 319 | 374 | 298 | 427 | 400 | 372 | 363 |
| Sr : | 1351 | 1575 | 1681 | 1555 | 1367 | 1433 | 1126 | 1353 | 1421 | 1507 | 1431 | 1639 | 1437 | 1606 |
| Rb : | 62 | 40 | 53 | 39 | 80 | 55 | 45 | 88 | 94 | 57 | 91 | 68 | 61 | 46 |
| Ba : | 1340 | 1737 | 1414 | 1449 | 1334 | 1403 | 1160 | 1588 | 1565 | 1368 | 1390 | 1514 | 1198 | 1431 |
| Ni : | ---- | 52 | 73 | 66 | 34 | 20 | ---- | 31 | '1' | 61 | 50 | 32 | 34 | 33 |
| V : | 132 | 186 | 252 | 280 | 166 | 138 | 214 | 159 | 144 | 195 | 145 | 203 | 188 | 189 |
| Co : | 23 | 29 | ---- | ---- | 27 | 28 | 37 | 38 | ---- | 29 | 15 | 21 | 19 | 18 |
| Cu : | ---- | ---- | 27 | 37 | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Zn : | ---- | ---- | 80 | 80 | ---- | ---- | ---- | ---- | 67 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | 6.8 | 5.1 | ---- | ---- | 11.4 | 8.0 | 1.4 | 6.4 | 8.6 | 1.9 | 3.0 | ---- | 5.8 | 0.3 |
| or : | 19.1 | 14.7 | 15.6 | 15.3 | 20.7 | 17.1 | 15.7 | 18.7 | 20.2 | 15.0 | 19.2 | 14.8 | 13.5 | 15.4 |
| ab : | 39.7 | 35.3 | 35.1 | 35.9 | 33.7 | 36.3 | 41.5 | 33.9 | 35.3 | 34.9 | 39.3 | 34.4 | 28.2 | 36.4 |
| an : | 17.6 | 24.1 | 17.6 | 18.4 | 20.6 | 18.5 | 21.2 | 17.2 | 17.7 | 18.3 | 16.0 | 20.3 | 24.2 | 18.8 |
| cor : | ---- | ---- | ---- | ---- | <0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| wo : | 0.9 | 1.0 | 6.8 | 5.9 | ---- | 1.2 | 1.3 | 3.1 | 1.1 | 4.9 | 2.7 | 5.2 | 3.1 | 5.1 |
| en : | 6.7 | 8.6 | 9.8 | 11.9 | 6.6 | 8.7 | 7.3 | 10.1 | 7.3 | 12.8 | 9.7 | 10.9 | 12.8 | 12.8 |
| fs : | 3.3 | 3.8 | 3.4 | 4.9 | 0.4 | 4.3 | 2.9 | 3.8 | 3.3 | 4.2 | 4.0 | 3.9 | 4.8 | 5.1 |
| fo : | ---- | ---- | 2.6 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.5 | ---- | ---- |
| fa : | ---- | ---- | 1.0 | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.6 | ---- | ---- |
| ne : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| mt : | 2.7 | 3.4 | 3.4 | 3.1 | 2.5 | 2.2 | 4.2 | 2.7 | 2.7 | 3.4 | 2.4 | 3.5 | 3.2 | 2.5 |
| il : | 1.7 | 2.1 | 2.5 | 2.5 | 2.0 | 1.8 | 2.3 | 1.9 | 1.8 | 2.1 | 1.9 | 2.4 | 2.4 | 2.2 |
| ap : | 0.6 | 1.0 | 1.2 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 1.1 | 0.9 | 0.9 | 1.1 | 0.8 | 1.3 | 0.9 | 1.0 |
| zi : | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIa: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der DIORITE 224–263

| PROBE : | D-224■ | D-228♦ | D-244• | D-246■ | D-248■ | D-249♦ | D-250■ | D-251♦ | D-254• | D-256♦ | D-260• | D-261• | D-262• | D-263• |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | OC-MD | BA-QMD | BA-QMD | OC-MD | OC-MD | OC-D | OC-MD | OC-QMD | BA-QMD | OC-QD | BA-QMD | BA-GD | BA-QMD | BA-QMD |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 55.47 | 60.10 | 61.48 | 55.25 | 57.44 | 54.21 | 54.47 | 59.43 | 60.26 | 56.93 | 60.32 | 62.94 | 58.71 | 58.68 |
| $TiO_2$ : | 1.24 | 0.93 | 0.92 | 1.18 | 1.06 | 1.35 | 1.24 | 1.02 | 0.89 | 1.09 | 0.87 | 0.70 | 1.03 | 0.97 |
| $Al_2O_3$ : | 16.20 | 15.41 | 16.45 | 16.35 | 16.59 | 16.70 | 16.73 | 17.27 | 16.93 | 17.20 | 16.62 | 16.32 | 16.62 | 16.96 |
| $Fe_2O_3$ : | 2.14 | 1.80 | 1.68 | 2.42 | 1.39 | 1.89 | 1.89 | 1.95 | 1.61 | 2.06 | 1.49 | 1.23 | 2.00 | 1.87 |
| FeO : | 4.31 | 3.16 | 2.72 | 3.92 | 4.43 | 4.88 | 4.70 | 2.99 | 3.53 | 4.16 | 3.45 | 2.98 | 3.72 | 3.71 |
| MnO : | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.09 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 |
| MgO : | 5.00 | 3.66 | 2.34 | 5.10 | 4.72 | 5.39 | 4.83 | 2.55 | 3.18 | 3.90 | 3.19 | 2.28 | 3.86 | 3.42 |
| CaO : | 6.57 | 5.03 | 3.31 | 6.44 | 5.95 | 7.21 | 6.88 | 3.91 | 4.54 | 5.73 | 4.54 | 3.57 | 5.17 | 5.01 |
| $Na_2O$ : | 4.27 | 3.76 | 4.43 | 4.42 | 3.44 | 3.47 | 3.81 | 4.58 | 4.45 | 4.56 | 3.95 | 4.60 | 4.39 | 3.72 |
| $K_2O$ : | 3.06 | 3.93 | 4.58 | 2.99 | 2.88 | 1.68 | 3.20 | 3.91 | 3.15 | 2.83 | 3.20 | 3.55 | 3.07 | 3.41 |
| $P_2O_5$ : | 0.46 | 0.40 | 0.30 | 0.48 | 0.33 | 0.43 | 0.47 | 0.33 | 0.31 | 0.41 | 0.32 | 0.22 | 0.37 | 0.42 |
| Loss : | 0.60 | 0.91 | 0.76 | 0.40 | 0.30 | 1.24 | 0.50 | 0.80 | 0.94 | 1.44 | 0.95 | 1.06 | 0.85 | 0.86 |
| Total : | 99.43 | 99.17 | 99.03 | 99.04 | 98.64 | 98.58 | 98.83 | 98.81 | 100.03 | 99.86 | 99.00 | 99.54 | 99.69 | 99.12 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 359 | 395 | 475 | 398 | 353 | 443 | 433 | 658 | 354 | 393 | 361 | 348 | 367 | 400 |
| Sr : | 1447 | 1412 | 1094 | 1441 | 1476 | 1619 | 1475 | 1244 | 1325 | 1621 | 1318 | 1166 | 1617 | 1417 |
| Rb : | 45 | 76 | 150 | 63 | 54 | 42 | 55 | 114 | 75 | 51 | 60 | 87 | 83 | 72 |
| Ba : | 1535 | 2209 | 1420 | 1353 | 1469 | 1622 | 1679 | 1639 | 1388 | 1485 | 1526 | 1404 | 1761 | 1608 |
| Ni : | 77 | 49 | 33 | 66 | 32 | 31 | 33 | 27 | 33 | 10 | 32 | 13 | 32 | 32 |
| V : | 266 | 140 | 145 | 205 | 112 | 229 | 216 | 139 | 135 | 164 | 145 | 70 | 181 | 159 |
| Co : | ---- | ---- | ---- | 26 | 29 | 26 | 23 | 29 | 32 | 26 | 20 | 25 | ---- | 27 |
| Cu : | 28 | 19 | 13 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- |
| Zn : | 72 | 64 | 65 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 83 | ---- |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | ---- | 8.6 | 8.1 | ---- | 6.4 | 4.5 | ---- | 6.0 | 7.5 | 2.1 | 10.3 | 11.2 | 5.3 | 8.1 |
| or : | 18.1 | 23.3 | 27.3 | 17.8 | 17.2 | 10.0 | 19.1 | 23.3 | 18.6 | 16.6 | 19.1 | 21.0 | 18.1 | 20.3 |
| ab : | 36.3 | 32.0 | 37.8 | 37.7 | 29.4 | 29.7 | 32.5 | 39.1 | 37.6 | 38.3 | 33.7 | 39.0 | 37.1 | 31.7 |
| an : | 16.0 | 13.6 | 11.6 | 16.0 | 21.6 | 25.3 | 19.3 | 15.2 | 16.9 | 18.0 | 10.3 | 13.4 | 16.6 | 19.6 |
| cor : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| wo : | 5.8 | 3.8 | 1.4 | 5.5 | 2.7 | 3.5 | 5.2 | 1.0 | 1.8 | 3.3 | 1.1 | 1.3 | 2.9 | 1.2 |
| en : | 11.4 | 9.2 | 5.9 | 10.6 | 11.9 | 13.6 | 11.0 | 6.4 | 7.9 | 9.9 | 8.0 | 5.7 | 9.6 | 8.6 |
| fs : | 3.9 | 2.9 | 2.2 | 2.8 | 5.5 | 5.5 | 4.8 | 2.3 | 3.8 | 4.3 | 3.9 | 3.4 | 3.6 | 3.8 |
| fo : | 0.8 | ---- | ---- | 1.6 | ---- | ---- | 0.8 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| fa : | 0.3 | ---- | ---- | 0.5 | ---- | ---- | 0.4 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| ne : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| mt : | 3.1 | 2.6 | 2.4 | 3.5 | 2.0 | 2.8 | 2.8 | 2.8 | 2.3 | 3.0 | 2.2 | 1.8 | 2.9 | 2.7 |
| il : | 2.4 | 1.8 | 1.8 | 2.2 | 2.0 | 2.6 | 2.4 | 1.9 | 1.7 | 2.0 | 1.7 | 1.3 | 1.9 | 1.8 |
| ap : | 1.1 | 0.9 | 0.7 | 1.1 | 0.8 | 1.0 | 1.1 | 0.8 | 0.7 | 1.0 | 0.8 | 0.5 | 0.9 | 1.0 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIa: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der DIORITE 265–411

| PROBE : | D-265• | D-267• | D-270■ | D-276◆ | D-278▲ | D-290■ | D-291• | D-350◉ | D-352• | D-352▲ | D-355◆ | D-358● | D-360• | D-411• |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | BA-QMD | BA-GD | OC-D | OC-QMD | OC-D | OC-MD | BA-QMD | A-D | BA-QMD | b/CA-D | OC-QMD | CA-QMD | BA-QMD | BA-QMD |
| $SiO_2$ : | 61.33 | 61.13 | 50.82 | 58.67 | 55.92 | 56.23 | 59.08 | 48.03 | 61.77 | 50.90 | 57.68 | 59.05 | 61.50 | 63.41 |
| $TiO_2$ : | 0.75 | 0.80 | 1.36 | 1.04 | 1.12 | 1.09 | 0.91 | 1.67 | 0.83 | 1.60 | 1.00 | 1.00 | 0.82 | 0.66 |
| $Al_2O_3$ : | 16.26 | 16.54 | 17.19 | 16.31 | 16.18 | 16.19 | 16.39 | 13.74 | 16.33 | 14.94 | 17.26 | 16.98 | 16.33 | 15.83 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.64 | 1.42 | 2.51 | 1.72 | 1.75 | 1.68 | 1.80 | 2.37 | 1.57 | 1.97 | 1.81 | 1.96 | 1.88 | 1.19 |
| FeO : | 2.92 | 3.27 | 4.86 | 4.04 | 4.77 | 4.59 | 3.37 | 6.40 | 3.18 | 5.68 | 3.90 | 3.53 | 2.79 | 2.63 |
| MnO : | 0.08 | 0.08 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.14 | 0.09 | 0.14 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.08 |
| MgO : | 2.57 | 2.59 | 5.63 | 4.40 | 5.74 | 5.15 | 3.41 | 9.29 | 2.93 | 6.96 | 3.25 | 3.25 | 2.66 | 1.88 |
| CaO : | 3.84 | 4.11 | 7.99 | 4.31 | 7.08 | 6.49 | 4.36 | 10.00 | 4.29 | 7.84 | 5.27 | 4.88 | 3.65 | 2.89 |
| $Na_2O$ : | 4.46 | 4.56 | 4.44 | 3.50 | 4.37 | 4.91 | 4.56 | 2.87 | 4.38 | 4.12 | 4.24 | 3.89 | 4.56 | 4.26 |
| $K_2O$ : | 3.51 | 3.49 | 2.16 | 3.64 | 1.96 | 2.93 | 3.10 | 1.61 | 3.51 | 2.68 | 3.03 | 3.15 | 3.26 | 3.59 |
| $P_2O_5$ : | 0.24 | 0.28 | 0.57 | 0.29 | 0.36 | 0.43 | 0.29 | 0.50 | 0.28 | 0.54 | 0.39 | 0.37 | 0.26 | 0.21 |
| Loss : | 1.14 | 0.79 | 1.37 | 1.28 | 0.33 | 0.41 | 1.55 | 2.20 | 0.89 | 1.70 | 1.13 | 0.99 | 0.99 | 2.01 |
| Total : | 98.74 | 99.06 | 99.03 | 99.32 | 99.52 | 100.23 | 98.94 | 98.81 | 100.05 | 99.06 | 99.05 | 99.14 | 98.78 | 98.64 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 374 | 377 | 310 | 430 | 313 | 274 | 366 | 292 | 339 | 407 | 396 | 356 | 321 | 310 |
| Sr : | 1234 | 1230 | 1814 | 1054 | 1805 | 1355 | 1293 | 1374 | 1288 | 1113 | 1416 | 1342 | 1191 | 1039 |
| Rb : | 62 | 84 | 34 | 107 | 17 | 37 | 57 | 23 | 87 | 63 | 69 | 62 | 88 | 83 |
| Ba : | 1548 | 1388 | 1718 | 1161 | 1410 | 1417 | 1482 | 729 | 1472 | 994 | 1450 | 1456 | 1205 | 1297 |
| Ni : | 31 | 22 | 58 | 29 | 77 | 21 | 28 | 112 | 38 | 117 | 53 | 34 | 37 | 24 |
| V : | 91 | 113 | 225 | 167 | 205 | 167 | 119 | 412 | 118 | 270 | 152 | 162 | 107 | 87 |
| Co : | 16 | 37 | 28 | 26 | ---- | 34 | 36 | ---- | ---- | 50 | 30 | 24 | 22 | ---- |
| Cu : | ---- | ---- | ---- | ---- | 32 | ---- | ---- | 135 | 7 | ---- | ---- | ---- | ---- | 25 |
| Zn : | ---- | ---- | ---- | ---- | 85 | ---- | ---- | 80 | 61 | ---- | ---- | ---- | ---- | 47 |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | 10.0 | 8.6 | ---- | 7.7 | 0.7 | ---- | 6.5 | ---- | 9.5 | ---- | 5.4 | 9.0 | 10.8 | 15.2 |
| or : | 21.0 | 20.8 | 12.9 | 21.6 | 11.6 | 17.2 | 18.5 | 9.6 | 20.7 | 16.1 | 18.1 | 18.7 | 19.5 | 21.5 |
| ab : | 38.1 | 38.9 | 32.3 | 29.8 | 37.0 | 41.4 | 38.9 | 23.0 | 37.0 | 28.6 | 36.2 | 33.1 | 39.0 | 36.5 |
| an : | 14.1 | 15.1 | 20.7 | 18.1 | 18.8 | 13.4 | 15.2 | 20.0 | 14.5 | 14.6 | 19.3 | 19.7 | 14.6 | 13.4 |
| eor : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.1 |
| wo : | 1.6 | 1.9 | 6.6 | 0.7 | 6.0 | 6.7 | 2.0 | 11.3 | 2.2 | 16.1 | 2.0 | 1.0 | 0.9 | ---- |
| en : | 6.5 | 6.5 | 4.5 | 11.0 | 14.3 | 5.2 | 8.6 | 7.9 | 7.3 | 28.6 | 8.2 | 8.1 | 6.7 | 4.7 |
| fs : | 2.9 | 3.7 | 1.5 | 4.5 | 5.7 | 2.2 | 3.4 | 2.5 | 3.3 | 14.6 | 4.2 | 3.4 | 2.4 | 2.9 |
| fo : | ---- | ---- | 6.7 | ---- | ---- | 5.3 | ---- | 10.9 | ---- | 8.1 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| fa : | ---- | ---- | 2.6 | ---- | ---- | 2.5 | ---- | 3.8 | ---- | 3.3 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| ne : | ---- | ---- | 3.0 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.7 | ---- | 3.6 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| mt : | 2.4 | 2.1 | 3.7 | 2.5 | 2.5 | 2.4 | 2.6 | 3.5 | 2.3 | 2.9 | 2.6 | 2.9 | 2.7 | 1.7 |
| il : | 1.4 | 1.5 | 2.6 | 2.0 | 2.1 | 2.1 | 1.7 | 3.2 | 1.6 | 3.1 | 1.9 | 1.9 | 1.6 | 1.3 |
| ap : | 0.6 | 0.7 | 1.4 | 0.7 | 0.8 | 1.0 | 0.7 | 1.2 | 0.7 | 1.3 | 0.9 | 0.9 | 0.6 | 0.5 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIb: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der GRANITE 3 – 120

| PROBE : | G-3▲ | G-24■ | G-56▲ | G-87▲ | G-91■ | G-94■ | G-102■ | G-104■ | G-106■ | G-107▲ | G-116■ | G-118■ | G-119✦ | G-120■ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | x-GD | GD | x-GD | x-QMD | GD | GD | GD | GD | QMD | x-QMD | GD | GD | MG | GD |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 66.67 | 66.51 | 59.65 | 66.87 | 66.32 | 66.12 | 66.64 | 68.32 | 65.18 | 64.03 | 68.28 | 69.53 | 72.33 | 67.37 |
| $TiO_2$ : | 0.59 | 0.54 | 0.92 | 0.48 | 0.59 | 0.54 | 0.53 | 0.40 | 0.59 | 0.73 | 0.44 | 0.35 | 0.17 | 0.54 |
| $Al_2O_3$ : | 16.59 | 16.38 | 17.13 | 17.15 | 16.67 | 16.05 | 15.92 | 16.46 | 16.11 | 16.31 | 16.34 | 15.94 | 14.54 | 16.43 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.21 | 1.13 | 1.47 | 0.92 | 1.16 | 1.33 | 1.46 | 1.04 | 1.28 | 1.45 | 1.24 | 0.99 | 0.69 | 1.28 |
| FeO : | 1.93 | 1.76 | 3.74 | 1.56 | 2.04 | 1.69 | 1.51 | 1.38 | 1.80 | 2.32 | 1.33 | 1.19 | 0.70 | 1.66 |
| MnO : | 0.04 | 0.04 | 0.11 | 0.02 | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.04 |
| MgO : | 1.56 | 1.34 | 3.15 | 1.23 | 1.48 | 1.31 | 1.28 | 1.02 | 1.44 | 1.92 | 1.06 | 0.85 | 0.27 | 1.36 |
| CaO : | 2.42 | 2.33 | 4.64 | 2.21 | 2.33 | 2.49 | 2.49 | 1.53 | 2.43 | 2.88 | 2.06 | 1.60 | 0.86 | 2.07 |
| $Na_2O$ : | 4.59 | 4.38 | 3.89 | 4.81 | 4.44 | 4.77 | 4.79 | 4.62 | 4.51 | 4.16 | 4.54 | 4.39 | 4.05 | 4.52 |
| $K_2O$ : | 4.22 | 4.07 | 3.27 | 4.24 | 4.10 | 3.97 | 4.03 | 3.88 | 3.99 | 4.34 | 4.05 | 4.04 | 4.47 | 4.34 |
| $P_2O_5$ : | 0.19 | 0.17 | 0.35 | 0.16 | 0.19 | 0.17 | 0.16 | 0.13 | 0.18 | 0.24 | 0.14 | 0.11 | 0.05 | 0.18 |
| Loss : | 0.73 | 0.83 | 0.75 | 1.03 | 0.94 | 0.66 | 0.64 | 1.34 | 1.12 | 0.85 | 1.08 | 0.85 | 1.05 | 1.06 |
| Total : | 100.74 | 99.29 | 99.07 | 100.69 | 100.32 | 99.17 | 99.11 | 100.15 | 98.69 | 99.29 | 100.62 | 99.88 | 99.15 | 100.85 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 433 | 393 | 414 | 391 | 451 | 380 | 387 | 354 | 411 | 501 | 382 | 329 | 192 | 432 |
| Sr : | 1023 | 1081 | 1493 | 1165 | 1141 | 1217 | 1211 | 1115 | 1186 | 1014 | 1139 | 1019 | 558 | 1074 |
| Rb : | 138 | 131 | 74 | 117 | 121 | 135 | 132 | 103 | 131 | 138 | 111 | 110 | 115 | 129 |
| Ba : | 1398 | 1601 | 1553 | 1579 | 1561 | 1426 | 1559 | 1777 | 1446 | 1260 | 1633 | 1670 | 1850 | 1488 |
| Ni : | 32 | 30 | 33 | 31 | 33 | 9 | 20 | 29 | 34 | 30 | 31 | 31 | 10 | 31 |
| V : | 92 | 68 | 143 | 71 | 71 | 52 | 33 | 41 | 43 | 97 | 56 | 27 | -0 | 68 |
| Co : | 20 | 19 | 17 | 43 | 16 | ---- | ---- | 25 | ---- | 18 | 20 | 22 | ---- | 23 |
| Cu : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 21 | 6 | ---- | 3 | ---- | ---- | ---- | 12 | ---- |
| Zn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 55 | 54 | ---- | 57 | ---- | ---- | ---- | 16 | ---- |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | 17.0 | 18.2 | 9.1 | 15.6 | 17.0 | 16.0 | 16.4 | 21.4 | 16.2 | 13.9 | 20.1 | 23.6 | 29.7 | 17.7 |
| Or : | 24.3 | 24.1 | 19.5 | 24.8 | 24.1 | 23.6 | 23.9 | 22.8 | 23.8 | 25.8 | 23.7 | 23.8 | 26.2 | 25.4 |
| ab : | 37.9 | 37.2 | 33.1 | 40.3 | 37.4 | 40.6 | 40.6 | 38.9 | 38.6 | 35.4 | 38.1 | 37.1 | 34.5 | 37.8 |
| an : | 10.7 | 10.8 | 19.8 | 10.1 | 10.5 | 10.7 | 10.1 | 7.0 | 11.3 | 13.0 | 9.5 | 7.5 | 4.3 | 9.3 |
| cor : | 0.4 | 0.8 | ---- | 0.9 | 1.0 | ---- | ---- | 2.1 | 0.3 | <0.1 | 1.0 | 1.6 | 1.5 | 0.8 |
| wo : | ---- | ---- | 0.6 | ---- | ---- | 0.3 | 0.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| en : | 3.8 | 3.3 | 7.9 | 3.0 | 3.7 | 3.3 | 3.2 | 2.5 | 3.6 | 4.8 | 2.6 | 2.1 | 0.6 | 3.3 |
| fs : | 1.6 | 1.5 | 4.4 | 1.3 | 1.9 | 1.2 | 0.8 | 1.1 | 1.4 | 1.9 | 0.8 | 0.8 | 0.4 | 1.2 |
| mt : | 1.7 | 1.6 | 2.1 | 1.3 | 1.7 | 1.9 | 2.1 | 1.5 | 1.9 | 2.1 | 1.8 | 1.4 | 1.0 | 1.8 |
| il : | 1.1 | 1.0 | 1.8 | 0.9 | 1.1 | 1.0 | 1.0 | 0.7 | 1.1 | 1.4 | 0.8 | 0.7 | 0.3 | 1.0 |
| ap : | 0.4 | 0.4 | 0.8 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.4 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |

## Tab. IIIb: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der GRANITE 122–273

| PROBE : | G-122■ GD | G-123▲ x-GD | G-124▲ x-GD | G-125▲ x-GD | G-132✦ MG | G-136▲ x-GD | G-162▲ x-QMD | G-178♣ GD | G-201♣ x-GD | G-203▲ x-MG | G-206▲ x-QMD | G-212▲ x-GD | G-243♣ GD | G-273▲ x-QMD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 68.87 | 67.06 | 66.91 | 67.27 | 73.80 | 67.50 | 65.39 | 71.32 | 64.65 | 63.89 | 66.15 | 67.11 | 70.31 | 60.84 |
| $TiO_2$ : | 0.38 | 0.56 | 0.54 | 0.50 | 0.16 | 0.54 | 0.60 | 0.32 | 0.70 | 0.72 | 0.58 | 0.52 | 0.30 | 0.86 |
| $Al_2O_3$ : | 15.97 | 16.46 | 16.34 | 16.49 | 14.32 | 16.42 | 16.72 | 15.44 | 16.81 | 16.17 | 16.43 | 16.46 | 15.26 | 16.61 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.04 | 1.29 | 1.24 | 1.20 | 0.59 | 1.32 | 1.39 | 0.76 | 1.72 | 1.60 | 1.42 | 1.24 | 0.84 | 1.95 |
| FeO : | 1.31 | 1.69 | 1.59 | 1.66 | 0.59 | 1.74 | 1.75 | 1.36 | 2.04 | 2.16 | 1.62 | 1.69 | 1.06 | 2.45 |
| MnO : | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.06 |
| MgO : | 0.86 | 1.21 | 1.31 | 1.27 | 0.20 | 1.44 | 1.35 | 0.71 | 1.81 | 1.89 | 1.39 | 1.26 | 0.73 | 2.22 |
| CaO : | 1.81 | 2.43 | 2.20 | 2.16 | 0.78 | 2.36 | 2.65 | 1.35 | 2.55 | 2.87 | 2.46 | 1.94 | 1.31 | 3.17 |
| $Na_2O$ : | 4.36 | 5.16 | 4.45 | 4.44 | 4.15 | 4.31 | 4.37 | 4.54 | 4.41 | 5.02 | 4.55 | 4.50 | 4.13 | 4.91 |
| $K_2O$ : | 3.98 | 4.11 | 3.79 | 3.99 | 4.32 | 4.27 | 4.05 | 4.16 | 4.18 | 4.35 | 4.09 | 4.20 | 4.07 | 3.76 |
| $P_2O_5$ : | 0.12 | 0.13 | 0.17 | 0.16 | 0.04 | 0.19 | 0.19 | 0.09 | 0.24 | 0.27 | 0.17 | 0.17 | 0.09 | 0.24 |
| Loss : | 0.77 | 0.61 | 0.77 | 1.03 | 0.98 | 0.69 | 0.72 | 0.79 | 0.84 | 0.73 | 0.75 | 0.92 | 0.78 | 2.05 |
| Total : | 99.52 | 100.76 | 99.34 | 100.22 | 99.90 | 100.83 | 99.22 | 100.87 | 100.01 | 99.60 | 99.67 | 100.07 | 98.91 | 99.14 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr : | 335 | 449 | 411 | 407 | 186 | 428 | 456 | 270 | 510 | 432 | 452 | 408 | 294 | 575 |
| Sr : | 1038 | 1131 | 1102 | 1158 | 605 | 1011 | 1167 | 785 | 1112 | 1088 | 1153 | 1057 | 844 | 1203 |
| Rb : | 128 | 154 | 127 | 126 | 114 | 140 | 119 | 135 | 129 | 154 | 149 | 149 | 110 | 107 |
| Ba : | 1578 | 1361 | 1384 | 1345 | 1748 | 1338 | 1510 | 1385 | 1351 | 1389 | 1451 | 1321 | 1374 | 1295 |
| Ni : | 29 | 32 | 30 | 29 | 6 | 30 | 29 | 6 | 30 | 14 | 29 | 31 | 34 | 32 |
| V : | 30 | 47 | 62 | 63 | -0 | 69 | 91 | -0 | 92 | 100 | 78 | 53 | 36 | 108 |
| Co : | 20 | 15 | 17 | 9 | ---- | 24 | 22 | ---- | -0 | ---- | 16 | 20 | 11 | 27 |
| Cu : | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- | ---- | 87 | ---- | 113 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| Zn : | ---- | ---- | ---- | ---- | 18 | ---- | ---- | 47 | ---- | 81 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| CIPW | | | | | | | | | | | | | | |
| q : | 22.9 | 14.3 | 19.8 | 19.3 | 31.0 | 18.5 | 16.7 | 24.5 | 14.8 | 9.9 | 16.6 | 18.5 | 26.8 | 8.1 |
| or : | 23.6 | 24.1 | 22.5 | 23.5 | 25.5 | 24.9 | 24.1 | 24.3 | 24.6 | 25.7 | 24.2 | 24.8 | 24.3 | 22.4 |
| ab : | 37.0 | 43.3 | 37.8 | 37.4 | 35.0 | 36.0 | 37.2 | 37.7 | 37.2 | 42.5 | 38.6 | 38.0 | 35.3 | 41.8 |
| an : | 8.5 | 9.5 | 10.1 | 9.9 | 3.9 | 10.6 | 12.2 | 6.3 | 11.3 | 8.7 | 11.4 | 8.7 | 6.2 | 12.3 |
| cor : | 1.4 | 0.1 | 1.2 | 1.2 | 1.4 | 0.8 | 0.7 | 1.2 | 0.9 | ---- | 0.3 | 1.3 | 1.8 | ---- |
| wo : | ---- | 0.8 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.6 | ---- | ---- | ---- | 0.9 |
| en : | 2.1 | 3.0 | 3.3 | 3.1 | 0.5 | 3.5 | 3.4 | 1.7 | 4.5 | 4.7 | 3.5 | 3.1 | 1.8 | 5.6 |
| fs : | 1.0 | 1.2 | 1.1 | 1.3 | 0.3 | 1.3 | 1.1 | 1.4 | 1.2 | 1.6 | 0.9 | 1.3 | 0.8 | 1.6 |
| mt : | 1.5 | 1.8 | 1.8 | 1.7 | 0.8 | 1.9 | 2.0 | 1.1 | 2.5 | 2.3 | 2.1 | 1.8 | 1.2 | 2.8 |
| il : | 0.7 | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.3 | 1.0 | 1.1 | 0.6 | 1.3 | 1.4 | 1.1 | 1.0 | 0.6 | 1.6 |
| ap : | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.1 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 0.6 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.6 |
| zi : | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 |

## Tab. IIIc: GEOCHEMISCHE ANALYSEN der PELITE, MIGMATITE & JÜNGEREN GÄNGE

| PROBE : | -8/⊙ PORPH. | -80/⊛ PELIT | -97/⊙ RHYOL. | -159a/⊛ PELIT | -197/* MIGM. | -202/* MIGM. | 275/+ MIGM. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 58.85 | 64.61 | 76.54 | 65.96 | 62.45 | 65.45 | 67.61 |
| $TiO_2$ : | 0.69 | 0.87 | 0.05 | 0.89 | 0.96 | 0.61 | 0.60 |
| $Al_2O_3$ : | 16.07 | 17.61 | 13.61 | 17.55 | 16.14 | 15.35 | 15.44 |
| $Fe_2O_3$ : | 1.60 | 3.65 | 0.35 | 1.12 | 2.87 | 1.33 | 0.78 |
| FeO : | 2.76 | 2.50 | 0.16 | 4.69 | 5.12 | 2.64 | 2.45 |
| MnO : | 0.04 | 0.06 | <0.01 | 0.07 | 0.10 | 0.05 | 0.05 |
| MgO : | 1.96 | 1.36 | <0.01 | 1.43 | 1.94 | 1.33 | 1.51 |
| CaO : | 5.19 | 0.80 | 0.08 | 0.29 | 0.89 | 1.25 | 2.18 |
| $Na_2O$ : | 4.61 | 1.74 | 3.76 | 1.00 | 2.31 | 2.50 | 4.61 |
| $K_2O$ : | 2.88 | 3.96 | 4.33 | 3.66 | 3.09 | 4.66 | 2.83 |
| $P_2O_5$ : | 0.24 | 0.09 | 0.01 | 0.05 | 0.14 | 0.13 | 0.09 |
| Loss : | 5.60 | 1.40 | 0.98 | 2.82 | 2.87 | 2.20 | 1.06 |
| Total : | 100.48 | 98.66 | 99.88 | 99.53 | 98.89 | 97.50 | 99.22 Wt% |
| (ppm) | | | | | | | |
| Zr : | 194 | 300 | 80 | 288 | 441 | 231 | 431 |
| Sr : | 501 | 172 | 101 | 122 | 318 | 392 | 1006 |
| Rb : | 63 | 195 | 123 | 152 | 80 | 223 | 97 |
| Ba : | 1275 | 729 | 614 | 615 | 642 | 564 | 1562 |
| Ni : | 22 | 32 | 27 | 32 | 45 | 39 | 16 |
| V : | 95 | 124 | -0 | 140 | 133 | 70 | 54 |
| Co : | 26 | 26 | 10 | 20 | 22 | 19 | 25 |
| CIPW | | | | | | | |
| q : | 8.3 | 36.1 | 37.9 | 40.7 | 30.3 | 28.1 | 21.9 |
| or : | 16.8 | 23.7 | 25.6 | 21.7 | 18.8 | 28.2 | 16.8 |
| ab : | 38.6 | 14.9 | 31.8 | 8.5 | 20.1 | 21.7 | 39.2 |
| an : | 14.5 | 3.5 | 0.5 | 1.2 | 3.7 | 5.6 | 10.6 |
| cor : | ---- | 9.3 | 2.5 | 11.5 | 7.9 | 4.3 | 0.9 |
| wo : | 4.0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| en : | 4.8 | 3.4 | ---- | 3.6 | 5.0 | 3.4 | 3.8 |
| fs : | 2.6 | 0.2 | ---- | 6.4 | 7.2 | 2.9 | 3.0 |
| mt : | 2.3 | 5.3 | 0.4 | 1.6 | 1.7 | 2.0 | 1.1 |
| il : | 1.3 | 1.7 | 0.1 | 1.7 | 1.9 | 1.2 | 1.1 |
| hm : | ---- | ---- | 0.1 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| ap : | 0.6 | 0.2 | ---- | 0.1 | 0.3 | 0.3 | 0.2 |
| zi : | <0.1 | <0.1 | ---- | <0.1 | 0.1 | <0.1 | <0.1 |

## ABKÜRZUNGEN zu den Probenlisten IVa – f: MIKROSONDENANALYSEN

### (Alkalifeldspat / Plagioklas, Orthopyroxen / Klinopyroxen, Pyroxenpaare Opx / Cpx {Kationen}, Amphibol – II / – I, Biotit, Ilmenit / Magnetit)

| | |
|---|---|
| ab, an, cn, or | : normative feldspar components albite, anorthite, celsiane & orthoclase (in mole%). |
| akf | : alkali feldspar. |
| amI /II | : amphibole, replacing clinopyroxene /orthopyroxene. |
| $am_x$ | : augitic clinopyroxene, reequilibrated to amphibole. |
| atp | : antiperthite (platy akf-exsolutions in plagioclase; 20-40 x 30-100μ). |
| av | : average; av=n: average of n analyses. |
| bi | : biotite. |
| bl | : blebs of oligoclase--andesine (Ca-rich isometric exsolutions in akf, 40-100μ Ø). |
| C | : core; centre of grain. |
| ca, cb, cc, co, cp | : contact of grain to /amphibole, /biotite, /clinopyroxene, /orthopyroxene, /plagioclase. |
| cpx | : clinopyroxene (augite). |
| en*, fs*, wo* | : normative pyroxene components, projected via nonquadrilateral "others" OC in mole% (ref. LINDSLEY 1983). |
| $FeO^{+}$, $Fe_2O_3^{+}$ | : $Fe=FeO_{tot.}$ in orthopyroxene, fixed $Fe^2/3$-ratio for clinopyroxene (see text). |
| $FeO^{c}$, $Fe_2O_3^{c}$ | : Fe calculated by charge-balance, assuming stoichiometric formula (see text). |
| $Fe^2_F$, $Fe^3_F$ | : Fe in cation formula, with fixed $Fe^2/3$-ratio for orthopyroxene, clinopyroxene (determined by wet chemical analysis & Mößbauer-spectroscopy, see text). |
| fp | : flame /vein -perthite (max. size = 50 x 300-600μ). |
| gm | : groundmass -crystals (size = 50-200μ). |
| gp | : granophyric microperthite in (ternary) akf, max. size = 10 x 150μ. |
| h | : optically homogenous (alkali feldspar). |
| I | : intermediate zone (between core and rim). |
| ia, ib, ic, io, ip | : inclusion in /amphibole, /biotite, /clinopyroxene, /orthopyroxene, /plagioclase. |
| il | : ilmenite. |
| M | : margin (outer rim). |
| mgh | : maghemite (oxy-magnetite). |
| msp | : mesoperthitic alkali feldspar (string perthites, max. 0.5 x 15μ). |
| mt | : magnetite. |
| mx | : optically homogenous akf-matrix (between microperthites bl, fp, gp & pp). |
| OC | : nonquadrilateral components of clinopyroxene & orthopyroxene in mole% (CATS, CFTS, Cr-CATS, Jd, Ac, $MnTiAl_2O_6$), ref. LINDSLEY 1983. |
| opx | : orthopyroxene (hypersthene). |
| p | : profile, traversing "lamellar" areas in pyroxenes (beam diameter = 0.5-6μ). |
| plg | : plagioclase. |
| pp | : patch perthite in alkali feldspar (max. size = 30 x 200μ). |
| R | : rim. |
| rz | : recurrent zoning (in plagioclase). |
| tit | : titanite (sphene). |
| x | : wet chemical analysis of pyroxene /amphibole -concentrate (literature). |
| x'/(010) | : extinction angle x' versus (010)-cleavage of plagioclase. $2V_x$= optic axial angle, feldspars. |
| $X_{Fe}$, $X_{Mg}$ | : cation ratio $Fe^2/(Fe^2+Mg)$, $Mg/(Mg+Fe^2)$. |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *akf 22*

| PROBE : | akf22 1h 1 | akf22 1h 2 | akf22 4mx 1 | akf22 4mx 2 | akf22 4mx 3 | akf22 4mx 4 | akf22 4gp 1 | akf22 4gp 2 | akf22 4bl 1 | akf22 4bl 2 | akf22 4bl 3 | akf22 4bl 4 | akf22 4bl 5 | akf22 4bl 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.06 | 63.58 | 62.43 | 63.55 | 63.50 | 63.56 | 62.38 | 62.29 | 63.06 | 63.43 | 63.32 | 63.56 | 62.66 | 63.63 |
| $Al_2O_3$ : | 20.24 | 18.69 | 19.31 | 19.67 | 18.87 | 18.99 | 20.66 | 19.53 | 19.39 | 19.59 | 20.57 | 18.99 | 19.48 | 18.85 |
| $Fe_2O_3^{+}$: | 0.13 | 0.12 | 0.16 | 0.07 | 0.11 | 0.09 | 0.20 | 0.02 | 0.13 | 0.17 | 0.17 | 0.07 | 0.03 | 0.08 |
| CaO : | 0.73 | 0.09 | 0.18 | 0.02 | 0.12 | 0.14 | 1.45 | 0.17 | 0.20 | 0.19 | 1.90 | 0.16 | 0.22 | 0.21 |
| BaO : | 0.61 | ---- | 0.68 | 1.04 | ---- | ---- | 0.86 | 0.85 | 0.68 | 0.47 | 0.42 | 1.01 | 0.65 | ---- |
| $Na_2O$ : | 2.99 | 1.99 | 2.08 | 2.24 | 2.24 | 2.17 | 4.04 | 2.35 | 2.21 | 2.33 | 5.97 | 2.13 | 1.84 | 2.11 |
| $K_2O$ : | 11.52 | 13.84 | 13.64 | 13.12 | 13.40 | 13.24 | 9.69 | 13.04 | 13.29 | 13.18 | 5.88 | 13.37 | 13.66 | 13.53 |
| Total : | 99.28 | 98.31 | 98.48 | 99.71 | 98.24 | 98.19 | 99.28 | 98.25 | 98.96 | 99.36 | 98.23 | 98.84 | 98.54 | 98.41 |
| or : | 68.3 | 81.8 | 79.6 | 78.0 | 79.3 | 79.5 | 56.1 | 76.7 | 78.3 | 77.5 | 35.4 | 78.6 | 81.2 | 80.2 |
| ab : | 27.0 | 17.9 | 18.4 | 20.1 | 20.2 | 19.8 | 35.5 | 21.1 | 19.7 | 20.9 | 54.5 | 18.9 | 16.7 | 18.9 |
| an : | 3.6 | 0.3 | 0.8 | -0 | 0.5 | 0.7 | 6.8 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 9.3 | 0.7 | 0.9 | 0.9 |
| cn : | 1.1 | ---- | 1.2 | 1.9 | ---- | ---- | 1.6 | 1.6 | 1.2 | 0.9 | 0.8 | 1.8 | 1.2 | ---- |
| $2V_x$ : | 60° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x'/(010): | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *akf 22 – plg 83*

| PROBE : | akf22 521-ic | akf22 7.1 h | akf22 1R-ap 1 | akf22 1R-ap 2 | akf22 73I-ap | akf22 11I-ap1 | akf22 11I-ap2 | akf22 11I-ap3 | plg22 1C 1 | plg22 1C 2 | plg22 1C 3 | plg22 1I | plg22 1IR 1 | plg22 1IR 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.64 | 63.84 | 64.23 | 63.49 | 63.22 | 61.87 | 63.27 | 62.30 | 60.59 | 60.53 | 60.92 | 61.06 | 59.99 | 60.40 |
| $Al_2O_3$ : | 20.05 | 19.88 | 18.33 | 18.80 | 18.50 | 19.41 | 18.60 | 19.57 | 24.57 | 24.37 | 24.38 | 24.18 | 24.82 | 24.70 |
| $Fe_2O_3^+$ : | 0.11 | 0.09 | 0.08 | 0.13 | 0.07 | 0.13 | 0.14 | -0 | 0.20 | 0.21 | 0.18 | 0.17 | 0.11 | 0.14 |
| CaO : | 0.45 | 1.32 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.12 | 0.11 | 5.87 | 5.58 | 5.35 | 5.44 | 6.06 | 5.80 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.01 | ---- | 1.25 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 3.20 | 3.99 | 1.24 | 1.98 | 1.64 | 1.69 | 1.62 | 1.97 | 8.24 | 8.37 | 8.48 | 8.35 | 8.29 | 8.09 |
| $K_2O$ : | 11.71 | 10.15 | 15.09 | 13.55 | 14.51 | 14.18 | 14.66 | 13.36 | 0.48 | 0.38 | 0.44 | 0.60 | 0.31 | 0.41 |
| Total : | 98.16 | 99.27 | 99.03 | 98.03 | 98.02 | 98.36 | 98.41 | 98.55 | 99.95 | 99.44 | 99.75 | 99.80 | 99.58 | 99.54 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 69.2 | 58.5 | 88.9 | 81.6 | 85.1 | 83.0 | 85.3 | 79.5 | 2.6 | 2.0 | 2.4 | 3.3 | 1.6 | 2.2 |
| ab : | 28.7 | 35.0 | 11.0 | 18.0 | 14.6 | 15.0 | 14.2 | 17.8 | 69.9 | 71.6 | 72.4 | 71.2 | 70.1 | 70.1 |
| an : | 2.1 | 6.4 | 0.1 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.5 | 0.4 | 27.5 | 26.4 | 25.2 | 25.5 | 28.3 | 27.7 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.8 | ---- | 2.3 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | 37° | 35.5° | 41° | ---- | ---- | ---- | 78.5° | ---- | ---- | 79.5° | ---- | 86.5° |
| x/(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +18° | ---- | ---- | +18° | +12.5° | +5.5° |

| PROBE : | plg22 1R | plg22 1M | plg22 51I-1c1 | plg22 51I-1c2 | plg22 52I-1c1 | plg22 52I-1c2 | plg22 52I-1c3 | plg22 52R-1c4 | plg22 52R-1c5 | plg22 7.1C | plg22 7.1I | plg22 7.1M | plg22 7.2I | plg22 7.3C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 59.56 | 60.06 | 60.26 | 62.21 | 62.50 | 60.76 | 60.67 | 65.32 | 60.83 | 59.87 | 61.23 | 60.93 | 60.28 | 60.39 |
| $Al_2O_3$ : | 24.67 | 24.01 | 24.25 | 23.20 | 23.35 | 24.31 | 24.21 | 23.81 | 24.00 | 24.55 | 24.21 | 23.86 | 24.30 | 24.14 |
| $Fe_2O_3^+$ : | 0.13 | 0.19 | 0.23 | 0.19 | 0.26 | 0.26 | 0.23 | 0.09 | 0.21 | 0.16 | 0.09 | 0.21 | 0.10 | 0.18 |
| CaO : | 5.89 | 5.24 | 5.28 | 4.84 | 4.30 | 5.59 | 5.21 | 3.86 | 4.48 | 5.72 | 5.50 | 5.05 | 5.52 | 5.37 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.56 | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 8.08 | 8.36 | 8.29 | 8.69 | 8.89 | 8.47 | 8.65 | 7.55 | 8.79 | 8.15 | 8.26 | 8.65 | 8.18 | 8.23 |
| $K_2O$ : | 0.39 | 0.50 | 0.50 | 0.67 | 0.38 | 0.49 | 0.47 | 2.27 | 0.48 | 0.40 | 0.40 | 0.33 | 0.31 | 0.47 |
| Total : | 98.72 | 98.36 | 98.81 | 99.80 | 99.68 | 99.88 | 99.44 | 99.46 | 98.79 | 98.85 | 99.69 | 99.03 | 98.69 | 98.78 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.1 | 2.7 | 2.7 | 3.7 | 2.1 | 2.6 | 2.5 | 13.2 | 2.6 | 2.1 | 2.2 | 1.7 | 1.7 | 2.5 |
| ab : | 69.8 | 72.3 | 72.1 | 73.8 | 77.3 | 71.4 | 73.2 | 67.0 | 76.1 | 70.6 | 71.6 | 74.4 | 71.7 | 71.6 |
| an : | 28.1 | 25.0 | 25.2 | 22.5 | 20.6 | 26.0 | 24.3 | 19.8 | 21.3 | 27.3 | 26.2 | 23.9 | 26.6 | 25.9 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.0 | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 82.5° | 70.5° | ---- | 78.5° |
| x/(010) : | +6.5° | +4° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +14° | ---- | ---- | +15.5° |

| PROBE : | plg22 7.3I | plg22 7.3M | plg22 11C | plg22 11CI 1 | plg22 11CI 2 | plg22 11I | plg22 11IR | plg22 11RM | akf83 1.2ap | akf83 2h | akf83 3h 1 | akf83 3h 2 | akf83 3fp 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 60.86 | 61.15 | 60.87 | 58.36 | 60.64 | 60.03 | 59.53 | 61.47 | 62.90 | 63.36 | 52.53 | 62.44 | 63.32 |
| $Al_2O_3$ : | 23.90 | 23.81 | 25.12 | 26.26 | 24.59 | 24.96 | 24.42 | 24.28 | 19.47 | 20.01 | 20.04 | 19.94 | 20.04 |
| $Fe_2O_3^+$ : | 0.22 | 0.11 | 0.19 | 0.18 | 0.13 | 0.17 | 0.13 | 0.22 | 0.20 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | 0.14 |
| CaO : | 5.51 | 5.08 | 5.44 | 7.02 | 6.04 | 5.91 | 6.01 | 5.39 | 0.60 | 0.09 | 0.25 | 0.11 | 0.19 |
| BaO : | ---- | ---- | 0.06 | -0 | ---- | 0.07 | ---- | ---- | 0.10 | 0.18 | 0.89 | 1.28 | 1.31 |
| $Na_2O$ : | 8.34 | 8.40 | 8.45 | 7.38 | 8.02 | 8.20 | 8.06 | 8.43 | 1.57 | 2.67 | 3.69 | 3.05 | 3.66 |
| $K_2O$ : | 0.36 | 0.38 | 0.40 | 0.45 | 0.43 | 0.60 | 0.44 | 0.56 | 13.50 | 12.35 | 10.93 | 11.66 | 10.88 |
| Total : | 99.19 | 98.93 | 100.53 | 99.65 | 99.85 | 99.94 | 98.59 | 100.35 | 98.34 | 98.76 | 98.45 | 98.60 | 99.54 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 1.9 | 2.1 | 2.2 | 2.4 | 2.3 | 3.4 | 2.4 | 3.0 | 82.4 | 74.8 | 64.4 | 69.6 | 64.1 |
| ab : | 71.9 | 73.4 | 72.1 | 64.0 | 69.0 | 69.1 | 69.1 | 71.7 | 14.5 | 24.5 | 32.9 | 27.7 | 32.7 |
| an : | 26.2 | 24.5 | 25.6 | 33.6 | 28.7 | 27.4 | 28.5 | 25.3 | 2.9 | 0.4 | 1.1 | 0.4 | 0.8 |
| cn : | ---- | ---- | 0.1 | -0 | ---- | 0.1 | ---- | ---- | 0.2 | 0.3 | 1.6 | 2.3 | 2.4 |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x/(010) : | +13° | -4.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf83 3fp 2 | plg83 1.1C | plg83 1.1CI | plg83 1.1I | plg83 1.1R | plg83 1.1M | plg83 1.2C | plg83 1.2I | plg83 1.2R | plg83 1.2M 1 | plg83 1.2M 2 | plg83 1.3C | plg83 1.3IR | plg83 1.3RM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.42 | 57.06 | 58.74 | 60.04 | 59.05 | 61.29 | 59.34 | 59.80 | 62.30 | 66.96 | 64.97 | 56.02 | 59.32 | 60.71 |
| $Al_2O_3$ : | 19.85 | 26.94 | 24.88 | 25.28 | 24.43 | 23.33 | 25.30 | 24.28 | 22.60 | 20.25 | 20.46 | 27.68 | 25.13 | 24.04 |
| $Fe_2O_3^+$ : | 0.11 | 0.26 | 0.23 | 0.26 | 0.28 | 0.19 | 0.32 | 0.31 | 0.21 | -0 | 0.03 | 0.29 | 0.29 | 0.27 |
| CaO : | 0.16 | 7.96 | 5.60 | 5.73 | 6.13 | 3.88 | 5.37 | 4.95 | 3.22 | 0.37 | 0.34 | 8.45 | 5.45 | 4.54 |
| BaO : | 1.02 | 0.18 | 0.19 | 0.08 | 0.09 | -0 | 0.10 | 0.20 | -0 | -0 | 0.10 | 0.35 | -0 | 0.07 |
| $Na_2O$ : | 3.67 | 6.79 | 7.97 | 8.01 | 7.77 | 9.31 | 7.94 | 8.21 | 9.81 | 11.41 | 11.96 | 6.69 | 8.25 | 8.86 |
| $K_2O$ : | 10.87 | 0.43 | 0.45 | 0.49 | 0.54 | 0.46 | 0.64 | 0.92 | 0.40 | 0.14 | 0.15 | 0.26 | 0.56 | 0.37 |
| Total : | 98.09 | 99.62 | 98.06 | 99.89 | 98.29 | 98.46 | 99.01 | 98.67 | 98.54 | 99.13 | 98.01 | 99.74 | 99.00 | 98.86 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 64.4 | 2.3 | 2.5 | 2.7 | 2.9 | 2.5 | 3.5 | 5.1 | 2.1 | 0.6 | 0.6 | 1.3 | 3.1 | 2.0 |
| ab : | 33.1 | 59.1 | 70.0 | 69.8 | 67.5 | 79.3 | 70.1 | 71.0 | 82.9 | 97.7 | 97.7 | 57.8 | 71.0 | 76.4 |
| an : | 0.7 | 38.3 | 27.2 | 27.4 | 29.4 | 18.2 | 26.2 | 23.5 | 15.0 | 1.7 | 1.5 | 40.3 | 25.9 | 21.5 |
| cn : | 1.8 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | -0 | 0.2 | 0.4 | -0 | -0 | 0.2 | 0.6 | -0 | 0.1 |
| $2V_x$ : | ---- | 92° | 80° | 79.5° | 86.5° | 77° | 71° | 69° | 72° | 83.5° | 83.5° | 73° | 70° | ---- |
| x/(010) : | ---- | +15.5° | +9° | +7.5° | +4° | +2° | +1° | +12.5° | -3° | -16.5° | -16.5° | +13° | +10° | +4° |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *plg 83 – akf 98*

| PROBE : | plg83 2C | plg83 2M | akf89 2map | akf89 2h | akf89 3h 1 | akf89 3h 2 | akf89 4mx | akf89 6h | akf89 6mx 1 | akf89 6mx 2 | akf89 6mx 3 | akf89 8h | akf89 8map |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 56.43 | 58.04 | 62.12 | 62.64 | 62.75 | 62.81 | 62.62 | 62.45 | 64.53 | 62.71 | 63.81 | 62.64 | 62.78 |
| $Al_2O_3$ : | 27.44 | 25.69 | 20.51 | 19.31 | 19.28 | 19.50 | 19.32 | 19.67 | 20.16 | 19.79 | 19.50 | 19.88 | 20.26 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.30 | 0.27 | 0.13 | 0.06 | 0.13 | 0.18 | 0.12 | 0.14 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.04 | 0.11 |
| CaO : | 7.82 | 6.09 | 1.09 | 1.02 | 0.12 | 0.16 | 0.15 | 2.10 | 0.31 | 0.42 | 0.19 | 1.22 | 0.62 |
| BaO : | 0.18 | 0.11 | 0.51 | ---- | ---- | 0.76 | ---- | 0.98 | ---- | 0.71 | ---- | ---- | 0.86 |
| $Na_2O$ : | 6.89 | 7.84 | 3.13 | 3.25 | 1.68 | 1.76 | 2.08 | 2.00 | 3.40 | 2.39 | 2.34 | 4.24 | 2.86 |
| $K_2O$ : | 0.42 | 0.37 | 10.94 | 12.37 | 14.52 | 13.93 | 14.06 | 13.35 | 10.52 | 12.53 | 13.11 | 10.42 | 11.81 |
| Total : | 99.48 | 98.44 | 98.43 | 98.65 | 98.48 | 99.10 | 98.35 | 100.69 | 99.00 | 98.62 | 99.01 | 98.44 | 99.30 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.3 | 1.8 | 65.3 | 68.2 | 84.7 | 82.3 | 81.2 | 72.5 | 66.0 | 75.1 | 78.1 | 58.3 | 69.9 |
| ab : | 59.9 | 68.6 | 28.4 | 27.2 | 14.8 | 15.7 | 18.2 | 16.4 | 32.4 | 21.7 | 21.0 | 36.1 | 25.6 |
| an : | 37.5 | 29.4 | 5.4 | 4.6 | 0.5 | 0.6 | 0.6 | 9.3 | 1.6 | 1.9 | 0.9 | 5.6 | 2.9 |
| cn : | 0.3 | 0.2 | 0.9 | ---- | ---- | 1.4 | ---- | 1.8 | ---- | 1.3 | ---- | ---- | 1.6 |
| $2V_x$ : | 82° | 70° | 62.5° | 55° | ---- | 53° | 52.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | 54° | 57° |
| x^010 : | +25° | +15° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf89 11h | akf89 11gp 1 | akf89 11gp 2 | akf89 11bl 1 | akf89 11bl 2 | akf89 11bl 3 | akf89 11mx | plg89 2CI | plg89 3CI | plg89 3IR | plg89 3RM | plg89 6bl | plg89 6CI | plg89 6I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.58 | 62.43 | 62.66 | 63.98 | 63.99 | 62.54 | 62.25 | 58.43 | 58.15 | 58.05 | 58.60 | 58.56 | 57.96 | 58.84 |
| $Al_2O_3$ : | 19.96 | 20.74 | 20.01 | 18.96 | 18.83 | 20.65 | 19.81 | 24.26 | 24.54 | 24.56 | 24.28 | 25.14 | 24.66 | 24.79 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.09 | 0.13 | 0.12 | 0.06 | 0.03 | 0.11 | 0.10 | 0.27 | 0.24 | 0.17 | 0.19 | 0.28 | 0.11 | 0.26 |
| CaO : | 0.06 | 1.60 | 0.72 | 0.12 | 0.07 | 1.19 | 0.10 | 6.61 | 6.28 | 6.52 | 6.09 | 6.11 | 6.68 | 6.57 |
| BaO : | 0.77 | 0.80 | 0.80 | ---- | ---- | 0.27 | 0.79 | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 1.99 | 3.40 | 2.59 | 1.84 | 1.66 | 2.95 | 1.89 | 8.92 | 8.93 | 8.77 | 9.15 | 7.87 | 8.96 | 8.63 |
| $K_2O$ : | 13.32 | 10.46 | 12.06 | 14.46 | 14.37 | 11.08 | 13.38 | 0.36 | 0.49 | 0.51 | 0.31 | 0.29 | 0.39 | 0.46 |
| Total : | 98.77 | 99.56 | 98.98 | 99.42 | 98.95 | 98.79 | 98.32 | 98.85 | 98.63 | 98.58 | 98.62 | 98.28 | 98.76 | 99.55 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 80.3 | 60.9 | 71.8 | 83.5 | 85.0 | 66.7 | 80.8 | 1.7 | 2.4 | 2.5 | 1.5 | 1.5 | 1.9 | 2.3 |
| ab : | 18.1 | 30.0 | 23.3 | 16.1 | 14.8 | 27.0 | 17.3 | 69.9 | 70.4 | 69.1 | 72.1 | 68.9 | 69.5 | 68.8 |
| an : | 0.2 | 7.7 | 3.5 | 0.4 | 0.2 | 5.8 | 0.5 | 28.4 | 27.2 | 28.4 | 26.4 | 29.6 | 28.6 | 28.9 |
| cn : | 1.4 | 1.4 | 1.4 | ---- | ---- | 0.5 | 1.4 | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | 66.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 71° | 77° | 88° | 86° | 79.5° | ---- | 87° | 75.5° |
| x^010 : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +16° | +17° | +16° | +15° | ---- | +15° | +14° |

| PROBE : | plg89 6M | plg89 10C | plg89 10M | akf98 1mx 1 | akf98 1mx 2 | akf98 1gp 1 | akf98 1gp 2 | akf98 1msp 1 | akf98 1msp 2 | akf98 4h 1 | akf98 4h 2 | akf98 4mx | akf98 4bl 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 58.08 | 59.07 | 58.31 | 63.06 | 63.29 | 63.88 | 64.86 | 63.27 | 63.15 | 62.94 | 63.36 | 63.81 | 63.88 |
| $Al_2O_3$ : | 24.51 | 24.99 | 24.21 | 19.13 | 19.09 | 19.58 | 19.59 | 21.04 | 20.89 | 19.22 | 19.25 | 20.35 | 20.27 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.21 | 0.22 | 0.29 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.16 | 0.02 | 0.21 | 0.10 | 0.14 | 0.17 | 0.08 |
| CaO : | 6.44 | 6.57 | 6.26 | 0.20 | 0.24 | 0.76 | 0.81 | 1.28 | 1.09 | 0.18 | 0.12 | 0.49 | 0.33 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.66 | 0.43 | ---- | ---- | 0.45 | 1.05 |
| $Na_2O$ : | 8.88 | 8.72 | 8.85 | 2.22 | 2.28 | 2.68 | 5.05 | 3.34 | 2.90 | 2.15 | 2.38 | 2.74 | 2.54 |
| $K_2O$ : | 0.32 | 0.41 | 0.37 | 13.50 | 13.14 | 12.30 | 7.70 | 10.89 | 11.75 | 13.60 | 12.75 | 11.79 | 12.61 |
| Total : | 98.44 | 99.98 | 98.29 | 98.18 | 98.13 | 99.29 | 98.17 | 100.50 | 100.42 | 98.19 | 98.00 | 99.80 | 100.76 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 1.6 | 2.0 | 1.8 | 79.4 | 78.3 | 72.4 | 48.0 | 63.3 | 68.5 | 80.0 | 77.6 | 71.5 | 74.0 |
| ab : | 70.3 | 69.2 | 70.6 | 19.7 | 20.6 | 23.9 | 47.9 | 29.5 | 25.6 | 19.2 | 21.9 | 25.2 | 22.6 |
| an : | 28.1 | 28.8 | 27.6 | 0.9 | 1.1 | 3.7 | 4.1 | 6.1 | 5.2 | 0.8 | 0.5 | 2.5 | 1.5 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.1 | 0.7 | ---- | ---- | 0.8 | 1.9 |
| $2V_x$ : | 79.5° | 89.5° | 84° | ---- | ---- | ---- | ---- | 61° | ---- | 56.5° | ---- | ---- | ---- |
| x^010 : | +15.5° | +17° | +14.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf98 4msp 1 | akf98 4msp 2 | akf98 7h | akf98 7mx 1 | akf98 7mx 2 | akf98 7mx 3 | akf98 7mx 4 | akf98 7mx 5 | akf98 7mx 6 | akf98 7mx 7 | akf98 7mx 8 | akf98 7bl 1 | akf98 7bl 2 | akf98 7bl 3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.23 | 63.48 | 64.27 | 63.09 | 62.85 | 63.36 | 63.96 | 64.19 | 63.52 | 63.81 | 63.06 | 63.38 | 63.75 | 62.32 |
| $Al_2O_3$ : | 20.94 | 20.41 | 19.86 | 19.52 | 19.96 | 19.79 | 19.41 | 20.41 | 20.19 | 20.38 | 21.70 | 19.68 | 19.38 | 22.23 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.17 | 0.17 | 0.30 | 0.21 | 0.11 | 0.23 | 0.19 | 0.07 | 0.17 | 0.07 | 0.14 | 0.12 | 0.08 | 0.14 |
| CaO : | 1.12 | 1.24 | 0.08 | 0.28 | 0.48 | 0.35 | 0.05 | 0.56 | 0.53 | 0.51 | 2.10 | 0.22 | 0.02 | 2.40 |
| BaO : | 0.67 | 0.49 | 0.60 | ---- | ---- | 0.74 | 0.61 | 0.66 | 0.72 | 0.81 | 0.66 | ---- | ---- | 0.30 |
| $Na_2O$ : | 2.65 | 2.90 | 1.95 | 2.27 | 3.03 | 2.64 | 2.10 | 2.75 | 2.94 | 2.94 | 4.10 | 2.68 | 1.54 | 4.33 |
| $K_2O$ : | 11.23 | 11.29 | 13.53 | 13.39 | 11.60 | 12.24 | 13.35 | 12.16 | 11.97 | 11.63 | 9.17 | 13.42 | 14.76 | 7.81 |
| Total : | 100.01 | 99.98 | 100.60 | 98.76 | 98.03 | 99.35 | 99.68 | 100.80 | 100.04 | 100.15 | 100.93 | 99.50 | 99.53 | 99.53 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 68.6 | 67.0 | 81.0 | 78.7 | 69.9 | 73.1 | 79.9 | 71.6 | 70.1 | 69.4 | 52.9 | 76.1 | 86.4 | 47.4 |
| ab : | 24.5 | 26.1 | 17.7 | 20.1 | 27.7 | 23.9 | 18.9 | 24.6 | 26.2 | 26.7 | 35.9 | 23.0 | 13.6 | 40.0 |
| an : | 5.6 | 6.0 | 0.2 | 1.2 | 2.4 | 1.7 | 0.1 | 2.6 | 2.4 | 2.4 | 10.0 | 0.9 | -0 | 12.1 |
| cn : | 1.3 | 0.9 | 1.1 | ---- | ---- | 1.3 | 1.1 | 1.2 | 1.3 | 1.5 | 1.2 | ---- | ---- | 0.5 |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x^010 : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

# Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *akf 98 – akf 108*

| PROBE : | akf98 7bl 4 | akf98 12h 1 | akf98 12h 2 | akf98 12h 3 | plg98 1gp 3 | plg98 4C | plg98 41 | plg98 41R | plg98 4M | plg98 4bl 2 | plg98 7bl 5 | plg98 7bl 6 | plg98 7bl 7 | plg98 7bl 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.84 | 63.17 | 64.80 | 64.05 | 60.24 | 58.00 | 57.43 | 58.96 | 59.87 | 62.19 | 60.46 | 60.06 | 61.17 | 63.29 |
| $Al_2O_3$ : | 20.00 | 19.83 | 19.54 | 19.81 | 24.99 | 26.28 | 26.47 | 25.25 | 25.27 | 22.56 | 24.02 | 25.02 | 24.74 | 22.19 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.19 | 0.09 | 0.14 | 0.11 | 0.30 | 0.31 | 0.22 | 0.32 | 0.22 | 0.22 | 0.20 | 0.27 | 0.13 | 0.14 |
| CaO : | 0.51 | 0.12 | 0.13 | 0.47 | 5.68 | 6.57 | 7.10 | 6.19 | 5.97 | 2.82 | 3.96 | 5.71 | 6.03 | 2.60 |
| BaO : | 0.89 | ---- | 0.18 | 1.26 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.38 | ---- | ---- | 0.07 | 0.42 |
| $Na_2O$ : | 2.82 | 1.88 | 2.35 | 2.58 | 8.44 | 7.47 | 7.47 | 7.65 | 7.91 | 5.08 | 6.14 | 8.36 | 8.12 | 5.13 |
| $K_2O$ : | 11.75 | 13.33 | 13.22 | 12.62 | 0.23 | 0.55 | 0.50 | 0.68 | 0.37 | 7.17 | 4.39 | 0.29 | 0.49 | 7.07 |
| Total : | 100.01 | 98.42 | 100.36 | 100.90 | 99.88 | 99.18 | 99.19 | 99.05 | 99.61 | 100.42 | 99.17 | 99.71 | 100.75 | 100.84 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 70.3 | 82.0 | 78.1 | 73.0 | 1.2 | 3.1 | 2.7 | 3.8 | 2.1 | 41.3 | 25.7 | 1.5 | 2.7 | 41.2 |
| ab : | 25.7 | 17.5 | 21.0 | 22.5 | 72.0 | 65.2 | 63.9 | 66.5 | 69.2 | 44.5 | 54.8 | 71.5 | 69.0 | 45.5 |
| an : | 2.4 | 0.5 | 0.6 | 2.1 | 26.8 | 31.7 | 33.4 | 29.7 | 28.7 | 13.5 | 19.5 | 27.0 | 28.2 | 12 5 |
| cn : | 1.6 | ---- | 0.3 | 2.3 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.7 | ---- | ---- | 0.1 | 0.8 |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +17° | +15° | +15.5° | +11.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | plg98 7bl 9 | plg98 10C | plg98 10RM | plg98 12C 1 | plg98 12C 2 | plg98 12C 3 | plg98 12I | plg98 12R | plg98 12RM 1 | plg98 12RM 2 | plg98 12M | akf99 5h 1 | akf99 5h 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 60.74 | 57.78 | 58.24 | 59.44 | 59.78 | 58.34 | 59.03 | 57.70 | 59.00 | 59.93 | 59.86 | 62.78 | 63.33 |
| $Al_2O_3$ : | 24.85 | 25.68 | 25.23 | 26.11 | 25.73 | 25.47 | 25.72 | 25.55 | 26.48 | 25.67 | 25.18 | 19.47 | 20.28 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.18 | 0.26 | 0.24 | 0.23 | 0.18 | 0.21 | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.30 | 0.34 | 0.16 | 0.13 |
| CaO : | 5.60 | 6.48 | 6.43 | 6.79 | 6.43 | 6.25 | 6.54 | 6.53 | 6.96 | 6.60 | 5.82 | 1.33 | 0.51 |
| BaO : | -0 | ---- | ---- | -0 | -0 | ---- | ---- | ---- | 0.08 | 0.10 | ---- | ---- | 0.45 |
| $Na_2O$ : | 7.76 | 7.67 | 7.92 | 7.17 | 7.60 | 7.50 | 7.86 | 7.55 | 7.35 | 7.63 | 8.06 | 3.86 | 2.79 |
| $K_2O$ : | 1.46 | 0.50 | 0.45 | 0.62 | 0.57 | 0.56 | 0.35 | 0.40 | 0.56 | 0.51 | 0.35 | 10.57 | 11.45 |
| Total : | 100.60 | 98.37 | 98.51 | 100.36 | 100.29 | 98.33 | 99.73 | 98.17 | 100.66 | 100.76 | 99.61 | 98.17 | 98.94 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 8.1 | 2.8 | 2.5 | 3.5 | 3.2 | 3.2 | 1.8 | 2.5 | 3.1 | 2.7 | 1.9 | 60.3 | 70.6 |
| ab : | 65.8 | 66.3 | 67.4 | 63.4 | 66.0 | 66.3 | 67.3 | 66.0 | 63.6 | 65.7 | 70.2 | 33.4 | 26.0 |
| an : | 26.1 | 30.9 | 30.1 | 33.1 | 30.8 | 30.5 | 30.9 | 31.5 | 33.2 | 31.4 | 27.9 | 6.3 | 2.6 |
| cn : | -0 | ---- | ---- | -0 | -0 | ---- | ---- | ---- | 0.1 | 0.2 | ---- | ---- | 0.8 |
| $2V_x$ : | ---- | 84° | 86° | 89° | ---- | 83° | 91° | 90° | ---- | ---- | 86° | ---- | 52° |
| x^(010) : | ---- | +13.5° | +10.5° | +19° | ---- | +16.5° | +16.5° | +16.5° | ---- | ---- | +14° | ---- | ---- |

| PROBE : | akf99 5bl | akf99 6mx 1 | akf99 6mx 2 | akf99 6bl 1 | akf99 6bl 2 | akf99 6bl 3 | akf99 6bl 4 | plg99 3gm-C | plg99 3gm-M | plg99 5C | plg99 5I 1 | plg99 5I 2 | plg99 6gm-C | plg99 6bl 5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.60 | 64.13 | 63.92 | 63.24 | 63.25 | 63.19 | 63.69 | 59.52 | 60.43 | 59.63 | 60.39 | 60.35 | 60.95 | 60.53 |
| $Al_2O_3$ : | 20.59 | 19.09 | 19.84 | 19.89 | 19.62 | 20.24 | 20.30 | 24.25 | 24.43 | 24.45 | 24.14 | 24.02 | 23.80 | 24.82 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.14 | 0.12 | 0.18 | 0.12 | 0.11 | 0.10 | 0.13 | 0.23 | 0.26 | 0.28 | 0.27 | 0.33 | 0.39 | 0.33 |
| CaO : | 0.83 | 0.21 | 0.18 | 0.49 | 0.10 | 0.64 | 0.74 | 6.09 | 6.17 | 6.31 | 5.81 | 5.81 | 4.92 | 6.07 |
| BaO : | 0.70 | ---- | 0.47 | 1.16 | 0.78 | 0.72 | 0.91 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.20 |
| $Na_2O$ : | 2.88 | 2.45 | 2.30 | 3.06 | 1.68 | 2.57 | 2.75 | 8.92 | 8.86 | 8.48 | 8.80 | 8.92 | 7.82 | 8.10 |
| $K_2O$ : | 11.34 | 13.31 | 12.62 | 11.50 | 13.50 | 11.81 | 11.65 | 0.56 | 0.40 | 0.51 | 0.45 | 0.48 | 0.28 | 0.54 |
| Total : | 100.08 | 99.31 | 99.51 | 99.46 | 99.04 | 99.27 | 100.17 | 99.57 | 100.57 | 99.66 | 99.86 | 99.91 | 98.16 | 100.62 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 68.4 | 77.5 | 77.1 | 68.1 | 82.7 | 71.8 | 69.7 | 2.9 | 2.0 | 2.7 | 2.3 | 2.5 | 1.6 | 2.9 |
| ab : | 26.3 | 21.6 | 21.3 | 27.4 | 15.5 | 23.7 | 25.0 | 70.6 | 70.8 | 69.0 | 71.7 | 71.8 | 73.1 | 68.5 |
| an : | 4.0 | 0.9 | 0.8 | 2.4 | 0.4 | 3.2 | 3.7 | 26.5 | 27.2 | 28.3 | 26.0 | 25.7 | 25.3 | 28.2 |
| cn : | 1.3 | ---- | 0.8 | 2.1 | 1.4 | 1.3 | 1.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.4 |
| $2V_x$ : | ---- | 61° | 60° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 81° | 82° | ---- | 87° | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +16° | +15° | +18° | +16.5° | ---- | +8.5° | ---- |

| PROBE : | plg99 6bl 6 | plg99 6bl 7 | plg99 6bl 8 | akf108 2mx | akf108 3.1h | akf108 3.2mx | akf108 4mx | akf108 5h | akf108 5mx | akf108 6.1h 1 | akf108 6.1h 2 | akf108 6.2h | akf108 6.2mx |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 61.47 | 61.06 | 60.75 | 63.86 | 64.32 | 63.89 | 64.12 | 63.01 | 62.85 | 63.80 | 63.02 | 64.18 | 63.68 |
| $Al_2O_3$ : | 24.65 | 24.88 | 25.26 | 19.38 | 19.48 | 19.62 | 19.47 | 19.22 | 19.44 | 19.57 | 19.19 | 19.43 | 19.26 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.53 | 0.34 | 0.33 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.08 | 0.13 | 0.12 | 0.11 |
| CaO : | 5.18 | 5.20 | 5.73 | 0.09 | 0.05 | -0 | 0.09 | 0.01 | 0.02 | 0.06 | -0 | 0.09 | 0.03 |
| BaO : | -0 | 0.08 | -0 | 0.09 | 0.46 | 0.26 | 0.42 | 0.28 | 0.38 | 0.55 | 0.42 | 0.43 | 0.48 |
| $Na_2O$ : | 8.27 | 7.77 | 8.07 | 1.64 | 1.75 | 1.61 | 1.47 | 1.54 | 1.67 | 1.32 | 1.27 | 1.70 | 0.96 |
| $K_2O$ : | 0.33 | 1.54 | 0.16 | 14.66 | 13.91 | 14.56 | 14.37 | 14.53 | 14.12 | 15.08 | 14.67 | 14.30 | 15.13 |
| Total : | 100.43 | 100.87 | 100.30 | 99.82 | 100.04 | 100.04 | 100.04 | 98.67 | 98.60 | 100.46 | 98.70 | 100.25 | 99.65 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 1.8 | 8.6 | 0.9 | 85.3 | 83.2 | 85.5 | 85.7 | 85.9 | 84.3 | 87.4 | 87.7 | 84.0 | 90.4 |
| ab : | 73.0 | 66.8 | 71.2 | 14.3 | 15.8 | 14.2 | 13.2 | 13.7 | 15.1 | 11.5 | 11.5 | 15.0 | 8.6 |
| an : | 25.2 | 24.5 | 27.9 | 0.2 | 0.2 | -0 | 0.3 | -0 | -0 | 0.1 | -0 | 0.2 | 0.1 |
| cn : | -0 | 0.1 | -0 | 0.2 | 0.8 | 0.5 | 0.8 | 0.5 | 0.6 | 1.0 | 0.8 | 0.8 | 0.9 |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | 43.5° | 41.5° | 48° | 49.5° | ---- | ---- | 54.5° | ---- | 68° | 65.5° |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *akf 108 – plg 152*

| PROBE : | akf108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 | plg108 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 9h | 3gm | 6.1C | 6.1M | 6.2C 1 | 6.2C 2 | 6.2I | 6.2M | 6.2pp | 9C | 9CI | 9I 1 | 9I 2 | 9R |
| $SiO_2$ : | 63.11 | 65.95 | 60.01 | 60.95 | 60.29 | 60.94 | 58.66 | 62.43 | 66.07 | 58.85 | 61.25 | 58.89 | 59.75 | 58.52 |
| $Al_2O_3$ : | 19.87 | 21.54 | 24.48 | 24.13 | 24.11 | 24.05 | 25.73 | 24.34 | 20.31 | 25.23 | 24.44 | 25.25 | 25.85 | 25.44 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.19 | 0.12 | 0.17 | 0.10 | 0.21 | 0.19 | 0.16 | 0.16 | 0.08 | 0.16 | 0.20 | 0.28 | 0.24 | 0.23 |
| CaO : | 0.18 | 1.08 | 4.87 | 4.66 | 4.75 | 4.44 | 6.18 | 4.51 | 0.57 | 5.49 | 4.52 | 5.90 | 5.75 | 5.65 |
| BaO : | 0.29 | -0 | -0 | 0.03 | 0.20 | 0.13 | 0.14 | 0.05 | -0 | 0.15 | 0.18 | 0.18 | 0.28 | 0.15 |
| $Na_2O$ : | 1.88 | 11.35 | 8.63 | 8.94 | 8.97 | 8.85 | 7.80 | 8.83 | 10.19 | 8.03 | 8.99 | 8.22 | 8.31 | 8.12 |
| $K_2O$ : | 13.83 | 0.18 | 0.25 | 0.24 | 0.34 | 0.39 | 0.25 | 0.35 | 1.64 | 0.35 | 0.32 | 0.40 | 0.34 | 0.40 |
| Total : | 99.35 | 100.22 | 98.41 | 99.05 | 98.87 | 98.99 | 98.92 | 100.67 | 98.86 | 98.26 | 99.90 | 99.12 | 100.53 | 98.51 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 81.9 | 0.9 | 1.3 | 1.2 | 1.7 | 2.1 | 1.4 | 1.8 | 9.3 | 1.9 | 1.7 | 2.2 | 1.7 | 2.1 |
| ab : | 16.8 | 94.3 | 75.3 | 76.8 | 75.8 | 76.6 | 68.5 | 76.6 | 88.0 | 71.7 | 76.8 | 69.9 | 70.8 | 70.6 |
| an : | 0.8 | 4.8 | 23.4 | 22.0 | 22.1 | 21.1 | 29.9 | 21.5 | 2.7 | 26.7 | 21.2 | 27.6 | 27.0 | 27.0 |
| cn : | 0.5 | -0 | -0 | -0 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | -0 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.5 | 0.3 |
| $2V_x$ : | ---- | 90.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 76° | 71° | ---- | 73° | ---- | 73° |
| x^(010) : | ---- | -9° | +7° | +1° | ---- | +11° | +12° | +7° | ---- | +10° | +8° | +9° | ---- | +8° |

| PROBE : | plg108 | akf123 | akf123 | akf123 | akf123 | akf123 | akf123 | akf123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 9M | 4h | 4mx | 5C | 5IR | 5R-mx 1 | 5R-mx 2 | 5M | 3C | 3CI | 3I | 3M | 5CI-fp |
| $SiO_2$ : | 61.30 | 64.73 | 64.51 | 64.43 | 64.39 | 63.77 | 63.92 | 64.52 | 61.98 | 59.35 | 57.44 | 62.37 | 67.08 |
| $Al_2O_3$ : | 23.37 | 19.06 | 18.78 | 18.57 | 18.50 | 18.25 | 18.37 | 18.38 | 23.32 | 24.87 | 25.89 | 23.57 | 20.66 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.16 | 0.19 | 0.11 | 0.10 | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.19 | 0.16 | 0.12 | 0.21 | 0.07 |
| CaO : | 4.00 | 0.12 | 0.04 | -0 | 0.02 | -0 | 0.02 | -0 | 4.30 | 5.77 | 7.15 | 4.50 | 0.80 |
| BaO : | 0.10 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 9.26 | 2.89 | 2.20 | 1.32 | 1.73 | 1.04 | 1.05 | 1.16 | 8.92 | 8.31 | 7.32 | 9.20 | 10.21 |
| $K_2O$ : | 0.41 | 12.25 | 14.00 | 14.78 | 14.49 | 15.33 | 15.88 | 15.25 | 0.40 | 0.32 | 0.24 | 0.34 | 0.80 |
| Total : | 98.60 | 99.24 | 99.64 | 99.20 | 99.22 | 98.46 | 99.33 | 99.37 | 99.11 | 98.78 | 98.16 | 100.19 | 99.62 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.1 | 73.3 | 80.7 | 88.2 | 85.7 | 90.7 | 91.0 | 89.7 | 2.1 | 1.7 | 1.2 | 1.8 | 4.7 |
| ab : | 79.0 | 26.2 | 19.2 | 11.8 | 15.3 | 9.3 | 9.0 | 10.3 | 77.3 | 71.1 | 64.3 | 77.3 | 91.4 |
| an : | 18.7 | 0.5 | 0.1 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | 20.6 | 27.2 | 34.5 | 20.9 | 3.9 |
| cn : | 0.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | 80° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 84° | 81° | 74.5° | 76° | ---- |
| x^(010) : | -4° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +17° | +18° | +9° | -4° | ---- |

| PROBE : | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | plg123 | akf152 | akf152 | akf152 | akf152 | akf152 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 7C | 7CI | 7rc 1 | 7rc 2 | 7IR | 7rc 3 | 7R | 7M | 1h I | 1h 2 | 2h | 4C-ap1 | 4C-ap2 |
| $SiO_2$ : | 59.89 | 59.69 | 61.04 | 59.49 | 61.33 | 62.86 | 62.76 | 64.02 | 64.49 | 64.22 | 63.51 | 62.42 | 63.25 |
| $Al_2O_3$ : | 24.85 | 24.73 | 23.88 | 24.96 | 23.86 | 24.13 | 24.00 | 23.08 | 19.01 | 19.01 | 18.90 | 19.40 | 18.94 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.23 | 0.18 | 0.20 | 0.16 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.17 | 0.10 | 0.11 | 0.14 | 0.13 | 0.11 |
| CaO : | 5.74 | 6.03 | 4.89 | 6.27 | 4.77 | 4.58 | 4.62 | 3.60 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.04 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 8.17 | 8.03 | 8.03 | 7.70 | 8.62 | 8.20 | 8.38 | 9.57 | 1.42 | 1.64 | 1.68 | 1.06 | 1.33 |
| $K_2O$ : | 0.41 | 0.33 | 0.56 | 0.41 | 0.62 | 0.51 | 0.41 | 0.25 | 14.54 | 14.57 | 13.91 | 15.03 | 14.59 |
| Total : | 99.29 | 98.99 | 98.60 | 98.99 | 99.41 | 100.49 | 100.38 | 100.69 | 99.64 | 99.60 | 98.20 | 98.05 | 98.26 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.2 | 1.7 | 3.3 | 2.3 | 3.4 | 2.9 | 2.4 | 1.3 | 86.9 | 85.5 | 84.4 | 90.4 | 87.7 |
| ab : | 70.5 | 69.5 | 72.4 | 67.5 | 74.1 | 74.3 | 74.9 | 81.8 | 12.8 | 14.4 | 15.4 | 9.6 | 12.1 |
| an : | 27.3 | 28.8 | 24.3 | 30.2 | 22.5 | 22.8 | 22.7 | 16.9 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | -0 | 0.2 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 | plg152 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 7h | 1.1C | 1.1I | 1.1M | 1.2CI | 1.2I | 1.2RM | 1.2M | 3C 1 | 3C 2 | 3I | 3M | 4C | 4CI |
| $SiO_2$ : | 64.28 | 58.46 | 61.11 | 59.94 | 60.91 | 58.40 | 57.53 | 58.35 | 57.96 | 58.05 | 57.58 | 60.19 | 56.84 | 61.62 |
| $Al_2O_3$ : | 19.13 | 26.03 | 24.20 | 24.56 | 24.70 | 25.92 | 26.26 | 26.00 | 26.34 | 26.73 | 26.32 | 24.73 | 26.33 | 24.57 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.06 | 0.19 | 0.11 | 0.23 | 0.20 | 0.26 | 0.29 | 0.18 | 0.24 | 0.32 | 0.29 | 0.18 | 0.31 | 0.16 |
| CaO : | 0.12 | 7.23 | 5.21 | 5.90 | 5.79 | 7.03 | 7.43 | 7.09 | 7.70 | 7.80 | 7.80 | 5.49 | 7.77 | 5.10 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 1.91 | 7.07 | 8.50 | 8.29 | 8.23 | 7.35 | 7.10 | 7.46 | 7.15 | 7.04 | 6.97 | 8.62 | 7.27 | 8.70 |
| $K_2O$ : | 14.04 | 0.31 | 0.38 | 0.41 | 0.36 | 0.38 | 0.37 | 0.29 | 0.26 | 0.26 | 0.31 | 0.29 | 0.27 | 0.50 |
| Total : | 99.54 | 99.29 | 99.51 | 99.33 | 100.19 | 99.34 | 98.98 | 99.37 | 99.65 | 100.20 | 99.27 | 99.50 | 98.79 | 100.65 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 82.7 | 1.7 | 2.0 | 2.2 | 1.9 | 2.0 | 2.0 | 1.5 | 1.3 | 1.4 | 1.6 | 1.5 | 1.4 | 2.7 |
| ab : | 16.9 | 62.8 | 73.2 | 70.3 | 70.6 | 64.2 | 62.1 | 64.6 | 61.9 | 61.2 | 60.8 | 72.9 | 62.0 | 73.5 |
| an : | 0.4 | 35.5 | 24.8 | 27.5 | 27.5 | 33.8 | 35.9 | 33.9 | 36.8 | 37.4 | 37.6 | 25.6 | 36.6 | 23.8 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | 52° | 91.5° | ---- | 82.5° | 86.5° | 96° | 92.5° | 82° | 81° | ---- | 93.5° | 76° | 89.5° | ---- |
| x^(010) : | ---- | +19.5° | +21.5° | +11.5° | +17° | +22° | +20° | +12° | +18° | ---- | +25.5° | +9.5° | +23° | +17.5° |

# Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *plg 152 – plg 224*

| PROBE : | plg152 4I | plg152 4RM | plg152 4M | plg152 7C 1 | plg152 7C 2 | plg152 7CI | plg152 7I | plg152 7IR | plg152 7M | akf167 3.1mx | akf167 3.1gp | akf167 3.2mx | akf167 3.2gp |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 58.81 | 57.60 | 62.31 | 55.45 | 57.53 | 55.41 | 56.08 | 55.44 | 59.86 | 64.15 | 63.63 | 64.18 | 63.30 |
| $Al_2O_3$ : | 25.66 | 25.81 | 24.19 | 27.96 | 26.11 | 27.13 | 27.22 | 27.59 | 24.68 | 19.61 | 19.69 | 19.98 | 19.44 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.20 | 0.29 | 0.17 | 0.26 | 0.19 | 0.22 | 0.31 | 0.29 | 0.20 | 0.11 | 0.07 | 0.10 | 0.13 |
| CaO : | 6.89 | 6.94 | 4.47 | 9.80 | 7.38 | 8.86 | 8.59 | 8.88 | 5.82 | 0.49 | 0.37 | 0.64 | 0.34 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 7.44 | 7.41 | 9.00 | 5.77 | 7.41 | 6.49 | 6.33 | 6.14 | 8.22 | 2.38 | 2.75 | 2.39 | 2.63 |
| $K_2O$ : | 0.44 | 0.47 | 0.31 | 0.23 | 0.32 | 0.27 | 0.28 | 0.24 | 0.27 | 12.92 | 12.22 | 12.87 | 12.71 |
| Total : | 99.44 | 98.52 | 100.47 | 99.47 | 98.94 | 98.38 | 98.81 | 98.58 | 99.05 | 99.66 | 98.73 | 100.16 | 98.58 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.4 | 2.6 | 1.7 | 1.3 | 1.7 | 1.4 | 1.6 | 1.3 | 1.4 | 76.2 | 73.2 | 75.6 | 74.8 |
| ab : | 64.6 | 64.2 | 77.2 | 51.0 | 63.5 | 56.3 | 56.3 | 54.9 | 70.9 | 21.4 | 25.0 | 21.3 | 23.5 |
| an : | 33.0 | 33.2 | 21.1 | 47.7 | 34.8 | 42.3 | 42.1 | 43.8 | 27.7 | 2.4 | 1.8 | 3.1 | 1.7 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | 77° | 96° | ---- | 94.5° | 92° | 98° | 82.5° | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x^(010) : | +25° | +9° | +6° | +22.5° | ---- | +24° | +24° | +21° | +11.5° | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf167 3.2bI 1 | akf167 3.2bI 2 | akf167 4mx | akf167 4gp | akf167 5msp | akf167 8h 1 | akf167 8h 2 | akf167 10.1mx1 | akf167 10.1mx2 | akf167 10.1gp1 | akf167 10.1gp2 | akf167 10.2msp | akf167 10.2h | plg167 2ic |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.07 | 63.34 | 62.79 | 63.65 | 62.87 | 63.23 | 62.54 | 62.71 | 64.14 | 63.05 | 64.68 | 62.78 | 63.11 | 57.63 |
| $Al_2O_3$ : | 19.49 | 19.58 | 19.59 | 19.77 | 19.67 | 19.32 | 19.34 | 19.51 | 19.85 | 18.92 | 19.38 | 19.55 | 19.68 | 26.14 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.14 | 0.03 | 0.12 | 0.18 | 0.31 | 0.04 | 0.12 | 0.04 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.22 | 0.10 | 0.23 |
| CaO : | 0.35 | 0.38 | 0.34 | 0.46 | 1.21 | 1.10 | 1.06 | 0.75 | 0.56 | 0.04 | 0.07 | 1.03 | 1.18 | 7.57 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 2.21 | 2.32 | 2.43 | 2.21 | 3.51 | 3.00 | 3.33 | 2.56 | 2.61 | 1.58 | 1.88 | 3.41 | 3.21 | 7.31 |
| $K_2O$ : | 13.35 | 12.81 | 12.93 | 13.62 | 11.55 | 12.28 | 11.83 | 12.64 | 12.54 | 14.40 | 14.14 | 11.51 | 11.20 | 0.61 |
| Total : | 98.62 | 98.46 | 98.20 | 99.89 | 99.15 | 98.97 | 98.22 | 98.21 | 99.78 | 98.08 | 100.24 | 98.51 | 98.48 | 99.49 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 78.7 | 77.1 | 76.4 | 78.4 | 64.7 | 69.3 | 66.6 | 73.8 | 74.0 | 85.7 | 83.1 | 65.7 | 65.7 | 3.3 |
| ab : | 19.7 | 21.1 | 21.9 | 19.4 | 29.7 | 25.6 | 28.5 | 22.6 | 23.3 | 14.2 | 16.6 | 29.5 | 28.6 | 61.6 |
| an : | 1.6 | 1.8 | 1.6 | 2.1 | 5.6 | 5.1 | 4.9 | 3.6 | 2.7 | 0.1 | 0.3 | 4.8 | 5.7 | 35.1 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 51° | ---- | 52.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | 50° | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | plg167 4bI | plg167 5C | plg167 8gm-I | plg167 10C | plg167 10CI | plg167 10I | plg167 10M | akf224 4.1h 1 | akf224 4.1h 2 | akf224 4.2h 1 | akf224 4.2h 2 | akf224 4.2mx | akf224 4.2gp1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 60.74 | 58.00 | 59.64 | 59.58 | 58.31 | 58.87 | 59.75 | 64.63 | 62.86 | 64.54 | 63.23 | 63.20 | 64.63 |
| $Al_2O_3$ : | 25.87 | 24.97 | 24.90 | 25.15 | 26.00 | 25.57 | 24.89 | 18.78 | 19.90 | 18.76 | 19.47 | 19.61 | 18.15 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.41 | 0.26 | 0.23 | 0.30 | 0.29 | 0.29 | 0.22 | ---- | 0.12 | ---- | 0.20 | 0.10 | ---- |
| CaO : | 5.13 | 6.88 | 6.65 | 6.84 | 8.11 | 7.92 | 7.44 | 0.52 | 0.75 | 0.08 | 0.08 | 0.24 | 0.34 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.66 | ---- | 0.69 | 0.76 | ---- |
| $Na_2O$ : | 6.61 | 8.57 | 8.62 | 8.10 | 7.52 | 7.66 | 8.21 | 2.58 | 2.98 | 2.42 | 2.28 | 2.31 | 2.85 |
| $K_2O$ : | 1.65 | 0.65 | 0.35 | 0.61 | 0.52 | 0.54 | 0.48 | 12.10 | 11.67 | 12.67 | 13.01 | 12.76 | 12.17 |
| Total : | 100.41 | 99.33 | 100.39 | 100.58 | 100.75 | 100.88 | 100.86 | 98.61 | 98.94 | 98.47 | 98.96 | 98.98 | 98.14 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 10.2 | 3.2 | 1.7 | 3.2 | 2.7 | 2.8 | 2.4 | 73.6 | 68.6 | 77.2 | 77.9 | 76.6 | 72.6 |
| ab : | 62.8 | 67.0 | 69.0 | 66.1 | 61.0 | 61.9 | 64.6 | 23.9 | 26.7 | 22.4 | 20.6 | 21.0 | 25.8 |
| an : | 27.0 | 29.8 | 29.3 | 30.7 | 36.3 | 35.3 | 32.9 | 2.5 | 3.5 | 0.4 | 0.3 | 1.0 | 1.6 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.2 | ---- | 1.2 | 1.4 | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | 88° | 86° | ---- | 83° | 79° | 81° | 58° | 53° | ---- | 44.5° | 62.5° | ---- |
| x^(010) : | ---- | +14° | +13° | +17° | +19° | +20.5° | +15.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf224 4.2gp2 | akf224 4.2bI 1 | akf224 4msp 1 | akf224 4msp 2 | akf224 4msp 3 | akf224 6mx 1 | akf224 6mx 2 | akf224 9mx 1 | akf224 9mx 2 | akf224 9mx 3 | akf224 9bI | plg224 4gm 1 | plg224 4gm 2 | plg224 4.1C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 65.04 | 63.15 | 65.13 | 64.62 | 62.39 | 65.23 | 64.29 | 63.89 | 63.14 | 64.03 | 64.46 | 62.35 | 59.22 | 60.38 |
| $Al_2O_3$ : | 18.60 | 20.21 | 18.77 | 18.39 | 20.48 | 18.30 | 18.06 | 19.27 | 19.11 | 19.01 | 19.26 | 22.23 | 25.58 | 24.10 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | 0.14 | ---- | ---- | 0.11 | ---- | ---- | 0.07 | 0.14 | 0.12 | 0.13 | ---- | 0.33 | ---- |
| CaO : | 0.39 | 1.05 | 1.18 | 0.40 | 0.91 | 0.12 | 0.20 | 0.46 | 0.12 | 0.19 | 0.30 | 4.89 | 5.44 | 6.48 |
| BaO : | ---- | 0.70 | ---- | ---- | 0.36 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.02 | ---- |
| $Na_2O$ : | 2.91 | 3.21 | 3.34 | 2.28 | 2.85 | 1.88 | 1.91 | 3.69 | 2.12 | 2.05 | 3.03 | 8.80 | 7.92 | 7.75 |
| $K_2O$ : | 11.98 | 11.13 | 10.70 | 12.68 | 11.55 | 13.92 | 13.89 | 11.48 | 13.48 | 13.64 | 12.62 | 0.27 | 0.35 | 0.51 |
| Total : | 98.92 | 99.59 | 99.12 | 98.37 | 98.65 | 99.45 | 98.35 | 98.86 | 98.12 | 99.04 | 99.80 | 98.56 | 98.88 | 99.22 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 71.7 | 65.2 | 63.9 | 77.1 | 69.1 | 82.7 | 82.1 | 65.8 | 80.4 | 80.7 | 72.4 | 1.4 | 2.0 | 2.8 |
| ab : | 26.4 | 28.6 | 30.3 | 21.0 | 25.8 | 16.8 | 17.0 | 32.1 | 19.1 | 18.4 | 26.3 | 75.4 | 71.0 | 66.5 |
| an : | 1.9 | 4.9 | 5.8 | 1.9 | 4.5 | 0.5 | 0.9 | 2.1 | 0.5 | 0.9 | 1.3 | 23.2 | 27.0 | 30.7 |
| cn : | ---- | 1.3 | ---- | ---- | 0.6 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 54.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 80° | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +10° | ---- |

# Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *plg 224 – akf 243*

| PROBE : | plg224 4.1I | plg224 4.1M | plg224 4.2b12 | plg224 4.2b13 | plg224 4.2C | plg224 4.2IR | plg224 4.2M | plg224 6.1C 1 | plg224 6.1C 2 | plg224 6.1CII | plg224 6.1CI2 | plg224 6.1I | plg224 6.1R 1 | plg224 6.1R 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 61.93 | 61.03 | 62.13 | 63.43 | 59.72 | 60.98 | 61.01 | 61.69 | 61.88 | 61.96 | 61.28 | 59.69 | 61.89 | 62.29 |
| $Al_2O_3$ : | 23.86 | 23.71 | 22.46 | 21.50 | 24.49 | 24.20 | 23.29 | 23.74 | 23.50 | 24.04 | 24.24 | 24.17 | 24.14 | 24.05 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | 0.26 | 0.18 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| CaO : | 6.01 | 5.65 | 3.43 | 2.37 | 6.89 | 6.16 | 5.55 | 5.84 | 5.91 | 6.26 | 6.53 | 6.81 | 6.26 | 5.78 |
| BaO : | ---- | ---- | 0.26 | 0.38 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 8.03 | 8.23 | 6.01 | 5.18 | 7.49 | 7.88 | 8.23 | 7.86 | 7.75 | 7.80 | 7.96 | 7.45 | 7.63 | 7.92 |
| $K_2O$ : | 0.62 | 0.50 | 5.13 | 6.94 | 0.56 | 0.55 | 0.40 | 0.63 | 0.70 | 0.62 | 0.60 | 0.54 | 0.59 | 0.60 |
| Total : | 100.45 | 99.12 | 99.68 | 99.98 | 99.15 | 99.77 | 98.48 | 99.76 | 99.74 | 100.68 | 100.61 | 98.66 | 100.51 | 100.64 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 3.4 | 2.7 | 29.8 | 41.0 | 3.1 | 3.0 | 2.2 | 3.5 | 3.9 | 3.4 | 3.2 | 3.0 | 3.3 | 3.3 |
| ab : | 68.3 | 70.6 | 53.2 | 46.7 | 64.3 | 67.7 | 71.3 | 68.5 | 67.5 | 67.0 | 66.6 | 64.5 | 66.6 | 69.0 |
| an : | 28.3 | 26.7 | 16.5 | 11.6 | 32.6 | 29.3 | 26.5 | 28.0 | 28.5 | 29.6 | 30.2 | 32.5 | 30.1 | 27.7 |
| cn : | ---- | ---- | 0.5 | 0.7 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | 84° | 84.5° | 82° | 80.5° | ---- | 82.5° | 89° | 88.5° | 88° | 80.5° |
| x^010 : | ---- | ---- | ---- | ---- | +17° | +15° | +11° | +17° | ---- | +17° | +18.5 | +18.5 | +20° | +15.5 |

| PROBE : | plg224 6.1RM | plg224 6.1M 1 | plg224 6.1M 2 | plg224 6.2C | plg224 6.2I | plg224 6.2IR | plg224 6.2M | plg224 8I-1c1 | plg224 8I-1c2 | plg224 9gm | akf228 5h | akf228 5M-ap | akf228 6h |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 60.69 | 61.50 | 62.17 | 62.35 | 61.40 | 61.02 | 61.13 | 58.72 | 58.97 | 61.19 | 62.95 | 62.58 | 63.33 |
| $Al_2O_3$ : | 23.32 | 22.82 | 23.62 | 23.15 | 23.60 | 23.71 | 23.51 | 25.15 | 25.00 | 24.17 | 19.67 | 19.72 | 19.62 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.30 | 0.31 | 0.28 | 0.09 | 0.08 | 0.12 |
| CaO : | 6.46 | 5.61 | 5.63 | 5.57 | 6.17 | 5.91 | 5.47 | 6.49 | 6.40 | 5.14 | 0.13 | 0.02 | 0.05 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.80 | 1.29 | 0.80 |
| $Na_2O$ : | 7.57 | 8.00 | 8.22 | 8.37 | 7.79 | 8.04 | 8.54 | 7.71 | 8.01 | 7.18 | 2.06 | 1.28 | 2.53 |
| $K_2O$ : | 0.53 | 0.66 | 0.54 | 0.36 | 0.47 | 0.51 | 0.38 | 0.56 | 0.47 | 1.89 | 12.85 | 13.75 | 12.23 |
| Total : | 98.57 | 98.59 | 100.18 | 99.80 | 99.43 | 99.19 | 99.03 | 98.93 | 99.16 | 99.86 | 98.55 | 98.72 | 98.68 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.9 | 3.6 | 3.0 | 1.9 | 2.6 | 2.8 | 2.0 | 3.1 | 2.6 | 10.9 | 78.9 | 85.6 | 74.9 |
| ab : | 66.1 | 69.5 | 70.4 | 71.8 | 67.8 | 69.2 | 72.4 | 66.2 | 67.6 | 63.9 | 19.1 | 12.0 | 23.5 |
| an : | 31.0 | 26.9 | 26.6 | 26.3 | 29.6 | 28.0 | 25.6 | 30.7 | 29.8 | 25.2 | 0.6 | 0.1 | 0.2 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.2 | 2.3 | 1.4 |
| $2V_x$ : | 84° | 83.5° | 84° | 79.5° | 84.5° | 86.5° | 86.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 59.5° |
| x^010 : | +19° | +14° | +13.5 | +14.5 | +16° | +15° | +13.5 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf228 10.1h | akf228 10.2h | akf228 10.3h | akf228 10.1-ap | plg228 4gm-C | plg228 4gm-M | plg228 5C | plg228 5M | plg228 9C | plg228 9M 1 | plg228 9M 2 | plg228 10.1C | plg228 10.1I | plg228 10.1R |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.65 | 62.61 | 63.26 | 63.58 | 58.57 | 60.41 | 56.52 | 61.62 | 56.48 | 61.62 | 61.70 | 52.88 | 59.07 | 60.62 |
| $Al_2O_3$ : | 19.39 | 19.77 | 19.80 | 19.14 | 25.81 | 24.15 | 27.17 | 24.45 | 27.55 | 24.45 | 24.55 | 30.22 | 26.20 | 24.77 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.20 | 0.10 | 0.10 | 0.12 | 0.11 | 0.11 | 0.18 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.20 | 0.26 | 0.24 | 0.22 |
| CaO : | 0.15 | 0.24 | 0.11 | 0.08 | 6.36 | 4.58 | 7.86 | 4.80 | 8.49 | 4.80 | 4.66 | 11.02 | 6.61 | 5.15 |
| BaO : | 0.93 | 0.65 | 0.63 | 0.41 | 0.20 | -0 | 0.04 | -0 | 0.10 | -0 | 0.18 | 0.07 | -0 | 0.07 |
| $Na_2O$ : | 1.39 | 1.64 | 2.00 | 0.72 | 7.92 | 8.81 | 6.80 | 8.75 | 6.46 | 8.75 | 8.81 | 5.02 | 7.67 | 8.85 |
| $K_2O$ : | 13.81 | 13.19 | 12.77 | 14.76 | 0.19 | 0.16 | 0.25 | 0.40 | 0.27 | 0.40 | 0.39 | 0.21 | 0.40 | 0.29 |
| Total : | 98.52 | 98.20 | 98.67 | 98.81 | 99.16 | 98.22 | 98.82 | 100.15 | 99.47 | 100.15 | 100.49 | 99.68 | 100.19 | 99.97 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 84.7 | 82.3 | 79.6 | 92.2 | 0.8 | 0.8 | 1.3 | 2.2 | 1.4 | 2.2 | 2.2 | 1.2 | 2.2 | 1.5 |
| ab : | 12.9 | 15.4 | 18.8 | 6.8 | 68.5 | 77.2 | 60.2 | 75.1 | 57.0 | 75.1 | 75.5 | 44.7 | 66.3 | 74.5 |
| an : | 0.7 | 1.1 | 0.4 | 0.3 | 30.3 | 22.0 | 38.4 | 22.7 | 41.4 | 22.7 | 22.0 | 54.0 | 31.5 | 23.9 |
| cn : | 1.7 | 1.2 | 1.1 | 0.7 | 0.4 | -0 | 0.1 | -0 | 0.2 | -0 | 0.3 | 0.1 | -0 | 0.1 |
| $2V_x$ : | 49° | 46° | 58.5° | ---- | 75° | 81° | 90.5° | 74.5° | 91.5° | 74.5° | ---- | ---- | 85.5° | 71.5° |
| x^010 : | ---- | ---- | ---- | ---- | +11.5 | +4° | +21° | +5° | ---- | +5° | +1° | ---- | +13° | +10° |

| PROBE : | plg228 10.1M | plg228 10.2C | plg228 10.2II | plg228 10.2I2 | plg228 10.2R | plg228 10.2M | akf243 1C 1 | akf243 1C 2 | akf243 1C 3 | akf243 1CI | akf243 1I | akf243 1IR | akf243 1R |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.81 | 60.67 | 55.07 | 55.42 | 59.82 | 62.16 | 62.60 | 63.08 | 62.82 | 63.42 | 62.76 | 62.80 | 64.02 |
| $Al_2O_3$ : | 23.93 | 24.49 | 28.63 | 28.27 | 24.98 | 24.01 | 20.24 | 20.00 | 20.02 | 20.10 | 19.33 | 19.39 | 19.45 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.12 | 0.12 | 0.18 | 0.21 | 0.11 | 0.24 | 0.10 | 0.13 | 0.08 | 0.12 | 0.16 | 0.18 | 0.14 |
| CaO : | 4.26 | 4.71 | 9.26 | 9.24 | 5.26 | 4.31 | 0.28 | 0.28 | 0.15 | 0.24 | 0.13 | 0.11 | 0.01 |
| BaO : | -0 | -0 | 0.06 | 0.04 | 0.09 | -0 | 2.12 | 1.89 | 1.51 | 1.80 | 1.16 | 1.36 | 0.90 |
| $Na_2O$ : | 9.35 | 8.66 | 6.23 | 6.11 | 8.29 | 9.15 | 3.98 | 4.13 | 4.07 | 4.21 | 2.79 | 3.41 | 2.93 |
| $K_2O$ : | 0.25 | 0.31 | 0.23 | 0.23 | 0.33 | 0.31 | 9.92 | 9.63 | 9.89 | 9.35 | 12.34 | 11.36 | 12.14 |
| Total : | 100.72 | 98.96 | 99.66 | 99.52 | 98.88 | 100.18 | 99.24 | 99.14 | 98.54 | 99.24 | 98.67 | 98.61 | 99.59 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 1.3 | 1.7 | 1.2 | 1.2 | 1.7 | 1.6 | 59.0 | 57.7 | 59.5 | 56.8 | 72.5 | 66.8 | 72.1 |
| ab : | 79.0 | 75.6 | 54.2 | 53.8 | 72.7 | 78.2 | 35.9 | 37.6 | 37.1 | 38.8 | 24.9 | 30.4 | 26.3 |
| an : | 19.7 | 22.7 | 44.5 | 44.9 | 25.4 | 20.2 | 1.3 | 1.3 | 0.7 | 1.1 | 0.5 | 0.4 | -0 |
| cn : | -0 | -0 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | -0 | 3.8 | 3.4 | 2.7 | 3.1 | 2.1 | 2.4 | 1.6 |
| $2V_x$ : | 72° | 87° | 87.5° | ---- | 68° | 71.5° | 66° | ---- | ---- | 68.5° | ---- | ---- | 66.5° |
| x^010 : | +4° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *akf 243 – plg 246*

| PROBE : | akf243 1M | akf243 2h | akf243 3h | akf243 7C1 | akf243 7I 1 | akf243 7I 2 | akf243 7IR 1 | akf243 7IR 2 | plg243 5.1C | plg243 5.1C1 | plg243 5.1I | plg243 5.1M | plg243 5.2C | plg243 5.2C1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 62.51 | 62.67 | 63.38 | 63.14 | 62.36 | 63.21 | 63.27 | 63.09 | 61.78 | 60.73 | 61.86 | 63.66 | 60.19 | 60.58 |
| $Al_2O_3$ : | 19.60 | 19.04 | 18.97 | 19.89 | 19.93 | 19.41 | 19.77 | 19.62 | 23.90 | 23.90 | 23.30 | 22.91 | 24.28 | 25.03 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.16 | 0.08 | 0.09 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.09 | 0.09 | o.24 | 0.23 | 0.23 | 0.14 | 0.22 | 0.24 |
| CaO : | 0.09 | -0 | 0.02 | 0.62 | 0.35 | 0.29 | 0.14 | 0.05 | 4.11 | 4.03 | 3.77 | 3.05 | 4.75 | 5.60 |
| BaO : | 1.45 | 0.11 | -0 | 0.87 | 1.37 | 0.88 | 1.01 | 0.77 | -0 | 0.15 | 0.12 | 0.01 | -0 | 0.12 |
| $Na_2O$ : | 2.61 | 1.02 | 1.45 | 4.15 | 3.90 | 3.99 | 3.58 | 4.40 | 9.11 | 8.92 | 9.44 | 10.09 | 8.73 | 8.38 |
| $K_2O$ : | 12.34 | 15.10 | 14.39 | 10.02 | 10.14 | 10.52 | 10.95 | 10.08 | 0.46 | 0.56 | 0.42 | 0.30 | 0.38 | 0.36 |
| Total : | 98.76 | 98.02 | 98.30 | 98.82 | 98.17 | 98.43 | 98.81 | 98.10 | 99.60 | 98.52 | 99.14 | 100.16 | 98.55 | 100.31 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 73.5 | 90.6 | 86.8 | 58.7 | 60.5 | 61.6 | 65.3 | 59.2 | 2.5 | 3.2 | 2.2 | 1.5 | 2.0 | 1.9 |
| ab : | 23.6 | 9.2 | 13.2 | 36.9 | 35.4 | 35.5 | 32.3 | 39.3 | 78.1 | 77.5 | 81.1 | 84.5 | 75.4 | 71.5 |
| an : | 0.3 | -0 | 0.1 | 2.9 | 1.6 | 1.3 | 0.6 | 0.1 | 19.4 | 19.2 | 17.5 | 14.0 | 22.6 | 26.4 |
| cn : | 2.6 | 0.2 | -0 | 1.5 | 2.5 | 1.6 | 1.8 | 1.4 | -0 | 0.3 | 0.2 | -0 | -0 | 0.2 |
| $2V_x$ : | 60° | ---- | 64.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 84° | 79.5° | 90.5° | 101° | 88.5° | 84.5° |
| x∧(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +4° | +5.5° | -0.5° | -2.5° | +9° | +11° |

| PROBE : | plg243 5.2IR | plg243 5.2RM | plg243 5.2M | plg243 6.1C | plg243 6.1C1 | plg243 6.1R | plg243 6.1M | plg243 6.2C | plg243 6.2I | plg243 6.2R | plg243 6.2M | plg243 8C | plg243 8I | plg243 8IR |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 59.31 | 62.31 | 62.48 | 60.65 | 60.12 | 61.10 | 63.20 | 60.81 | 60.35 | 61.60 | 65.92 | 60.56 | 59.44 | 60.25 |
| $Al_2O_3$ : | 25.20 | 23.67 | 22.75 | 24.26 | 24.30 | 24.22 | 22.70 | 24.19 | 24.56 | 23.54 | 20.21 | 24.96 | 24.93 | 24.26 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.21 | 0.18 | 0.14 | 0.21 | 0.27 | 0.18 | 0.10 | 0.24 | 0.23 | 0.16 | 0.13 | 0.16 | 0.27 | 0.29 |
| CaO : | 5.63 | 3.77 | 2.95 | 4.55 | 4.66 | 4.54 | 2.76 | 4.68 | 4.72 | 3.84 | 0.14 | 5.38 | 5.46 | 5.06 |
| BaO : | 0.18 | -0 | -0 | 0.27 | 0.08 | 0.18 | 0.07 | -0 | -0 | 0.06 | -0 | 0.11 | 0.03 | 0.10 |
| $Na_2O$ : | 8.14 | 9.37 | 10.21 | 8.70 | 8.73 | 9.08 | 10.08 | 8.75 | 8.78 | 9.50 | 11.68 | 8.40 | 8.31 | 8.48 |
| $K_2O$ : | 0.47 | 0.24 | 0.20 | 0.57 | 0.50 | 0.41 | 0.26 | 0.39 | 0.40 | 0.33 | 0.23 | 0.42 | 0.53 | 0.59 |
| Total : | 99.14 | 99.54 | 98.73 | 99.21 | 98.66 | 99.71 | 99.17 | 99.06 | 99.04 | 99.03 | 98.31 | 99.99 | 98.97 | 99.03 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.5 | 1.3 | 1.0 | 3.0 | 2.7 | 2.2 | 1.3 | 2.1 | 2.1 | 1.7 | 1.2 | 2.1 | 2.9 | 3.1 |
| ab : | 70.3 | 80.8 | 85.4 | 75.0 | 75.1 | 76.4 | 85.8 | 75.7 | 75.5 | 80.4 | 98.3 | 72.3 | 71.3 | 72.8 |
| an : | 26.9 | 17.9 | 13.6 | 21.5 | 22.1 | 21.1 | 12.8 | 22.2 | 22.4 | 17.8 | 0.5 | 25.4 | 25.8 | 23.9 |
| cn : | 0.3 | -0 | -0 | 0.5 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | -0 | -0 | 0.1 | -0 | 0.2 | -0 | 0.2 |
| $2V_x$ : | 81° | 80.5° | 87° | 83.5° | 80.5° | 81.5° | 90.5° | 81.5° | 78° | 83.5° | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x∧(010) : | +14.5 | +4° | -7° | +10.5 | +3° | +1° | -3° | +8.5° | +3° | +1° | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | plg243 8rc | plg243 8RM | plg243 8M | akf246 1R-1c | akf246 2h 1 | akf246 2h 2 | akf246 3mx 1 | akf246 3mx 2 | akf246 3mx 3 | akf246 3mx 4 | akf246 3mx 5 | akf246 3gp 1 | akf246 3gp 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 61.47 | 61.32 | 63.04 | 65.51 | 65.77 | 65.24 | 65.47 | 65.85 | 65.91 | 65.94 | 65.38 | 65.71 | 65.82 |
| $Al_2O_3$ : | 23.88 | 23.99 | 22.86 | 18.61 | 18.61 | 18.43 | 19.02 | 18.46 | 18.58 | 18.68 | 18.79 | 19.10 | 18.54 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.32 | 0.18 | 0.12 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| CaO : | 4.17 | 4.52 | 3.29 | 0.94 | 0.53 | 0.75 | 0.27 | 0.30 | 0.24 | 0.21 | 0.20 | 0.37 | 0.47 |
| BaO : | 0.07 | -0 | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 8.85 | 8.83 | 9.98 | 3.45 | 3.07 | 3.39 | 3.06 | 3.21 | 3.26 | 3.11 | 2.28 | 3.36 | 3.30 |
| $K_2O$ : | 0.60 | 0.47 | 0.24 | 10.81 | 11.80 | 10.81 | 11.74 | 11.46 | 11.18 | 11.54 | 12.11 | 10.87 | 11.10 |
| Total : | 99.36 | 99.31 | 99.53 | 99.19 | 99.78 | 98.62 | 99.56 | 99.28 | 99.17 | 99.48 | 98.76 | 99.41 | 99.23 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 3.4 | 2.5 | 1.2 | 64.0 | 69.9 | 65.2 | 70.7 | 69.2 | 68.6 | 70.3 | 77.1 | 66.9 | 67.3 |
| ab : | 76.6 | 76.1 | 83.7 | 31.3 | 27.6 | 31.1 | 28.0 | 29.4 | 30.3 | 28.7 | 21.9 | 31.3 | 30.4 |
| an : | 19.9 | 21.4 | 15.1 | 4.7 | 2.5 | 3.7 | 1.3 | 1.4 | 1.1 | 1.0 | 1.0 | 1.8 | 2.3 |
| cn : | 0.1 | -0 | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | 55.5° | 54.5° | 55.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x∧(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf246 6.1h 1 | akf246 6.1h 2 | akf246 6.1mx | akf246 6.2mxI | akf246 6.2mxI | akf246 6.2gpI | akf246 6.2gpI | plg246 1C-1cI | plg246 1C-1c2 | plg246 1I-1cI | plg246 1I-1c2 | plg246 1I-1c3 | plg246 1R-1c | plg246 1M-1c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 64.90 | 65.40 | 65.07 | 65.79 | 65.69 | 65.28 | 65.35 | 61.47 | 62.46 | 60.48 | 61.55 | 60.76 | 62.18 | 62.02 |
| $Al_2O_3$ : | 18.47 | 18.53 | 18.31 | 17.82 | 17.63 | 18.20 | 18.04 | 23.83 | 23.13 | 23.10 | 22.96 | 23.71 | 23.61 | 22.68 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| CaO : | 0.59 | 1.24 | 0.18 | 0.18 | 0.19 | 0.23 | 0.28 | 6.27 | 5.39 | 6.14 | 5.77 | 6.45 | 5.77 | 5.98 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 2.95 | 4.27 | 2.78 | 3.32 | 2.44 | 2.28 | 2.80 | 7.90 | 8.07 | 7.97 | 7.98 | 7.43 | 8.16 | 8.38 |
| $K_2O$ : | 11.30 | 9.18 | 12.30 | 11.94 | 12.31 | 12.40 | 12.05 | 0.35 | 0.58 | 0.36 | 0.35 | 0.64 | 0.47 | 0.51 |
| Total : | 98.21 | 98.62 | 98.64 | 99.05 | 98.26 | 98.39 | 98.52 | 99.82 | 99.63 | 98.05 | 98.61 | 98.99 | 100.19 | 99.57 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 69.5 | 55.0 | 73.8 | 69.7 | 76.2 | 77.3 | 72.9 | 1.8 | 3.2 | 1.9 | 2.0 | 3.6 | 2.6 | 2.7 |
| ab : | 27.5 | 38.9 | 25.3 | 29.5 | 22.9 | 21.6 | 25.7 | 68.3 | 70.8 | 68.8 | 70.1 | 65.2 | 70.1 | 69.8 |
| an : | 3.0 | 6.1 | 0.9 | 0.8 | 0.9 | 1.1 | 1.4 | 29.9 | 26.0 | 29.3 | 27.9 | 31.2 | 27.3 | 27.5 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | ---- | ---- | 59.5° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 85.5° |
| x∧(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | +19° | +15° | +13.5 |

## Tab. IVa: MIKROSONDENANALYSEN der FELDSPÄTE *plg 246 – plg 352*

| PROBE : | plg246 6.1C 1 | plg246 6.1C 2 | plg246 6.1I | plg246 6.1IR | plg246 6.1R | plg246 6.1M | plg246 6.2C 1 | plg246 6.2C 2 | plg246 6.2R | akf278 1h | akf278 1msp 1 | akf278 1msp 2 | akf278 9h |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 59.30 | 58.74 | 58.97 | 58.55 | 58.33 | 58.50 | 60.03 | 60.97 | 61.42 | 64.37 | 64.19 | 64.30 | 62.46 |
| $Al_2O_3$ : | 24.00 | 25.22 | 24.32 | 24.87 | 24.57 | 25.68 | 23.99 | 23.07 | 22.70 | 19.83 | 18.27 | 18.58 | 20.07 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.12 |
| CaO : | 7.38 | 7.60 | 7.78 | 7.63 | 8.24 | 7.71 | 6.68 | 5.77 | 5.60 | 1.91 | 0.70 | 0.96 | 0.93 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.27 |
| $Na_2O$ : | 7.03 | 7.04 | 6.92 | 6.89 | 6.85 | 6.97 | 7.35 | 8.04 | 8.23 | 3.30 | 2.37 | 2.05 | 2.00 |
| $K_2O$ : | 0.40 | 0.27 | 0.38 | 0.37 | 0.36 | 0.37 | 0.50 | 0.48 | 0.41 | 10.42 | 12.78 | 12.61 | 12.43 |
| Total : | 98.11 | 98.87 | 98.37 | 98.31 | 98.35 | 99.23 | 98.55 | 98.33 | 98.36 | 99.83 | 98.31 | 98.50 | 99.28 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 2.2 | 1.5 | 2.0 | 2.1 | 1.9 | 2.0 | 2.8 | 2.6 | 2.2 | 61.1 | 75.5 | 76.4 | 74.9 |
| ab : | 61.9 | 61.8 | 60.5 | 60.8 | 58.9 | 60.8 | 64.6 | 69.8 | 71.1 | 29.5 | 21.2 | 18.8 | 18.2 |
| an : | 35.9 | 36.7 | 37.5 | 37.1 | 39.2 | 37.2 | 32.5 | 27.6 | 26.7 | 9.4 | 3.3 | 4.8 | 4.6 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 2.3 |
| $2V_x$ : | 85° | ---- | 93.5° | 90.5° | 90° | ---- | 74.5° | ---- | 78° | 52° | 54.5° | ---- | ---- |
| x^(010) : | +17° | ---- | +24° | +23° | +24° | +18.5° | +14.5° | ---- | +12° | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | akf278 9msp 1 | akf278 9msp 2 | akf278 10msp1 | akf278 10msp2 | akf278 10msp3 | akf278 10mx 1 | akf278 10mx 2 | akf278 10mx 3 | akf278 10mx 4 | akf278 11msp1 | akf278 11msp2 | akf278 11msp3 | akf278 11msp4 | akf278 11mx |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 63.93 | 61.77 | 63.74 | 63.94 | 61.78 | 62.90 | 63.15 | 63.23 | 63.11 | 62.59 | 61.75 | 62.46 | 63.75 | 64.71 |
| $Al_2O_3$ : | 18.98 | 20.14 | 19.84 | 18.89 | 20.29 | 19.55 | 19.76 | 19.82 | 19.54 | 20.34 | 20.22 | 20.43 | 19.39 | 18.25 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | 0.23 | 0.07 | ---- | 0.18 | 0.11 | 0.14 | 0.09 | 0.09 | 0.04 | 0.20 | 0.14 | ---- | ---- |
| CaO : | 1.06 | 0.87 | 1.04 | 1.09 | 0.74 | 0.27 | 0.38 | 0.06 | 0.11 | 0.97 | 0.84 | 1.01 | 1.17 | 0.20 |
| BaO : | ---- | 0.76 | ---- | ---- | 1.21 | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.13 | 1.36 | 0.91 | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 2.42 | 2.03 | 2.57 | 2.10 | 2.16 | 1.15 | 1.41 | 2.06 | 1.64 | 3.33 | 2.17 | 2.88 | 2.26 | 1.66 |
| $K_2O$ : | 11.90 | 12.80 | 11.66 | 12.28 | 12.69 | 15.17 | 14.88 | 13.75 | 14.62 | 11.25 | 12.47 | 11.30 | 11.93 | 13.62 |
| Total : | 98.29 | 98.60 | 98.92 | 98.30 | 99.05 | 99.15 | 99.72 | 99.01 | 99.11 | 99.65 | 99.01 | 99.13 | 98.50 | 98.44 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 72.4 | 76.1 | 71.0 | 75.0 | 75.0 | 88.7 | 86.0 | 81.3 | 85.1 | 64.4 | 74.0 | 67.4 | 73.1 | 83.6 |
| ab : | 22.3 | 18.4 | 23.8 | 19.5 | 19.2 | 10.1 | 12.3 | 18.5 | 14.5 | 29.0 | 19.5 | 26.0 | 21.0 | 15.4 |
| an : | 5.3 | 4.2 | 5.2 | 5.5 | 3.6 | 1.2 | 1.7 | 0.2 | 0.4 | 4.6 | 4.1 | 5.0 | 5.9 | 1.0 |
| cn : | ---- | 1.3 | ---- | ---- | 2.2 | ---- | ---- | ---- | ---- | 2.0 | 2.4 | 1.6 | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | ---- | 47° | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 44.5° | ---- |
| x^(010) : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |

| PROBE : | plg278 2C | plg278 2I | plg278 2M | plg278 5gm-C | plg278 5gm-M | plg278 8C | plg278 8IR | plg278 8R | plg278 8M | plg278 12IR | akf352 1h | akf352 7h | plg352 2C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 58.67 | 59.75 | 59.87 | 61.29 | 60.62 | 60.05 | 60.30 | 60.15 | 59.73 | 59.10 | 63.95 | 63.70 | 59.70 |
| $Al_2O_3$ : | 25.59 | 25.05 | 24.49 | 24.06 | 23.61 | 23.68 | 23.24 | 24.63 | 23.94 | 25.62 | 19.42 | 18.92 | 24.84 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.29 | 0.26 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.25 | 0.03 | 0.03 | 0.20 |
| CaO : | 6.96 | 6.37 | 6.76 | 6.50 | 6.41 | 6.67 | 6.78 | 7.56 | 6.89 | 6.24 | 0.27 | -0 | 6.17 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 7.32 | 7.55 | 7.46 | 7.83 | 8.02 | 7.47 | 7.75 | 7.43 | 7.54 | 7.46 | 2.16 | 1.49 | 8.21 |
| $K_2O$ : | 0.58 | 0.65 | 0.48 | 0.59 | 0.27 | 0.45 | 0.50 | 0.46 | 0.38 | 0.18 | 12.57 | 14.64 | 0.38 |
| Total : | 99.41 | 99.63 | 99.06 | 100.27 | 98.93 | 98.32 | 98.57 | 100.23 | 98.48 | 98.85 | 98.40 | 98.78 | 99.50 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| or : | 3.2 | 3.7 | 2.6 | 3.2 | 1.4 | 2.5 | 2.7 | 2.5 | 2.0 | 1.0 | 78.3 | 86.7 | 2.0 |
| ab : | 63.5 | 65.7 | 64.9 | 66.4 | 68.4 | 65.3 | 65.6 | 62.4 | 65.1 | 67.7 | 20.3 | 13.3 | 69.3 |
| an : | 33.3 | 30.6 | 32.5 | 30.4 | 30.2 | 32.2 | 31.6 | 35.1 | 32.9 | 31.3 | 1.3 | -0 | 28.7 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | 82° | 89.5° | ---- | 81.5° | 77° | 82.5° | 81.5° | 80° | 75.5° | ---- | ---- | ---- | 79.5° |
| x^(010) : | +16° | +14° | ---- | +15° | +13° | +17.5° | +17° | +17° | +16° | ---- | ---- | ---- | +12° |

| PROBE : | plg352 2I | plg352 2M | plg352 7C | plg352 7CI | plg352 7IR | plg352 7M |
|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 58.05 | 62.20 | 58.32 | 58.43 | 58.39 | 61.70 |
| $Al_2O_3$ : | 25.99 | 24.25 | 25.58 | 25.65 | 26.05 | 24.55 |
| $Fe_2O_3^+$: | 0.24 | 0.14 | 0.29 | 0.13 | 0.16 | 0.14 |
| CaO : | 7.55 | 4.88 | 6.80 | 6.85 | 6.95 | 5.22 |
| BaO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Na_2O$ : | 7.20 | 8.87 | 7.64 | 7.46 | 7.40 | 8.75 |
| $K_2O$ : | 0.26 | 0.28 | 0.42 | 0.30 | 0.27 | 0.23 |
| Total : | 99.29 | 100.62 | 99.05 | 98.82 | 99.22 | 100.59 |
| (Mol%) | | | | | | |
| or : | 1.3 | 1.5 | 2.3 | 1.6 | 1.5 | 1.1 |
| ab : | 62.5 | 75.6 | 65.5 | 65.3 | 64.9 | 74.5 |
| an : | 36.2 | 22.9 | 32.2 | 33.1 | 33.6 | 24.4 |
| cn : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $2V_x$ : | 76.5° | 77.5° | ---- | ---- | ---- | ---- |
| x^(010) : | +16° | +4° | +20° | +16° | +11° | +2° |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *opx 22 – opx 98*

| PROBE : | opx22 3.1 | opx22 3.2 | opx22 3.3 | opx22 9.1 | opx22 9.2 | cpx22 2C | cpx22 5.1C | cpx22 5.1I | cpx22 5.1M | cpx22 5.2C | cpx22 5.2I | cpx22 5.2M | cpx22 6CI | cpx22 6I |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 49.80 | 52.82 | 52.67 | 51.94 | 51.75 | 49.96 | 52.22 | 51.90 | 52.71 | 51.80 | 51.97 | 52.17 | 52.05 | 52.65 |
| $TiO_2$ : | 0.24 | 0.24 | 0.26 | 0.14 | 0.22 | 0.80 | 0.34 | 0.48 | 0.25 | 0.32 | 0.50 | 0.35 | 0.50 | 0.53 |
| $Al_2O_3$ : | 0.98 | 0.91 | 1.08 | 1.26 | 1.36 | 3.02 | 1.58 | 1.46 | 1.80 | 1.83 | 1.43 | 1.29 | 1.54 | 1.56 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.03 | -0 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.22 | 0.10 | 0.05 | 0.17 | 0.14 | 0.07 | 0.10 | 0.01 | 0.08 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.44 | 1.25 | 1.73 | 1.26 | 1.33 | 1.38 | 1.27 | 1.63 | 1.53 |
| $FeO^+$ : | 25.88 | 20.56 | 21.48 | 23.11 | 22.67 | 7.02 | 6.08 | 8.44 | 6.13 | 6.48 | 6.71 | 6.19 | 7.93 | 7.44 |
| MnO : | 0.45 | 0.36 | 0.39 | 0.56 | 0.44 | 0.14 | 0.10 | 0.16 | 0.15 | 0.19 | 0.24 | 0.19 | 0.28 | 0.20 |
| MgO : | 19.76 | 22.21 | 22.39 | 21.26 | 22.03 | 13.91 | 15.16 | 15.31 | 15.77 | 14.58 | 14.26 | 14.63 | 13.71 | 14.10 |
| CaO : | 0.87 | 1.76 | 0.86 | 1.03 | 1.04 | 21.23 | 21.26 | 19.32 | 19.94 | 20.89 | 20.91 | 21.31 | 19.88 | 20.32 |
| $Na_2O$ : | 0.04 | 0.08 | -0 | -0 | 0.06 | 0.59 | 0.50 | 0.56 | 0.48 | 0.55 | 0.56 | 0.54 | 0.59 | 0.54 |
| Total : | 98.05 | 98.96 | 99.17 | 99.33 | 99.62 | 98.37 | 98.61 | 99.45 | 98.66 | 98.11 | 98.06 | 98.07 | 98.10 | 98.96 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 56.7 | 63.5 | 63.9 | 60.8 | 62.1 | 44.7 | 46.6 | 46.1 | 49.4 | 46.2 | 44.9 | 45.4 | 44.3 | 45.2 |
| fs* : | 41.6 | 32.9 | 34.4 | 37.1 | 35.8 | 12.6 | 10.4 | 14.2 | 10.7 | 11.2 | 11.8 | 10.8 | 14.3 | 13.3 |
| wo* : | 1.7 | 3.6 | 1.7 | 2.1 | 2.1 | 42.7 | 43.0 | 39.7 | 39.9 | 42.3 | 43.3 | 43.8 | 41.4 | 41.5 |
| OC : | 3 | 3 | 3 | 3.5 | 4 | 12.5 | 7.5 | 8.5 | 8 | 8.5 | 8 | 7.5 | 8.5 | 8.5 |

| PROBE : | cpx22 10C | cpx22 10CI 1 | cpx22 10CI 2 | cpx22 10M | opx89 1CI 1 | opx89 1CI 2 | opx89 2gm-C1 | opx89 2gm-C2 | opx89 2gm-C3 | opx89 2gm-M | opx89 7CI | opx89 11C 1 | opx89 11C 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.24 | 52.57 | 51.71 | 52.40 | 51.14 | 51.50 | 50.75 | 51.04 | 51.17 | 51.29 | 52.82 | 51.40 | 52.27 |
| $TiO_2$ : | 0.22 | 0.26 | 0.34 | 0.22 | 0.35 | 0.32 | 0.27 | 0.30 | 0.32 | 0.24 | 0.27 | 0.46 | 0.17 |
| $Al_2O_3$ : | 2.03 | 2.00 | 2.08 | 0.91 | 0.81 | 0.91 | 0.80 | 0.81 | 1.01 | 0.80 | 0.80 | 0.83 | 0.80 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.16 | 0.12 | 0.17 | 0.01 | 0.02 | ---- | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.03 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.36 | 0.97 | 1.48 | 1.68 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 6.62 | 4.75 | 7.21 | 8.20 | 21.86 | 23.51 | 23.05 | 24.67 | 23.61 | 23.53 | 20.42 | 22.32 | 21.42 |
| MnO : | 0.17 | 0.11 | 0.25 | 0.29 | 0.34 | 0.32 | 0.43 | 0.34 | 0.40 | 0.41 | 0.43 | 0.40 | 0.35 |
| MgO : | 14.75 | 15.82 | 14.42 | 14.13 | 22.36 | 21.76 | 21.35 | 21.29 | 21.01 | 20.96 | 24.36 | 22.21 | 21.53 |
| CaO : | 20.01 | 21.78 | 19.98 | 20.33 | 1.45 | 1.50 | 1.49 | 1.02 | 2.00 | 1.91 | 1.23 | 1.89 | 3.12 |
| $Na_2O$ : | 0.54 | 0.44 | 0.61 | 0.43 | 0.08 | -0 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | -0 | 0.10 | 0.02 | 0.02 |
| Total : | 98.10 | 98.85 | 98.31 | 98.64 | 98.46 | 99.85 | 98.17 | 99.57 | 99.58 | 99.16 | 100.45 | 99.64 | 99.71 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 47.9 | 49.2 | 46.6 | 44.2 | 62.7 | 60.4 | 60.4 | 59.4 | 58.9 | 59.0 | 66.4 | 61.5 | 60.2 |
| fs* : | 12.0 | 8.2 | 13.0 | 14.3 | 34.3 | 36.6 | 36.6 | 38.6 | 37.1 | 37.2 | 31.2 | 34.7 | 33.6 |
| wo* : | 40.1 | 42.6 | 40.4 | 41.5 | 2.9 | 3.0 | 3.0 | 2.0 | 4.0 | 3.8 | 2.4 | 3.8 | 6.2 |
| OC : | 9 | 7.5 | 9.5 | 6.5 | 3 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 3 | 2.5 | 3 | 3 | 2.5 |

| PROBE : | opx89 11C 3 | opx89 11R | opx89 12CI | opx89 12M | opx89 13C | opx89 13IR | cpx89 4C 1 | cpx89 4C 2 | cpx89 4IR 1 | cpx89 4IR 2 | cpx89 9RM | cpx89 12R | opx98 1CI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 53.09 | 52.29 | 51.12 | 51.07 | 51.75 | 54.92 | 50.51 | 50.62 | 51.45 | 50.78 | 51.28 | 51.65 | 52.07 |
| $TiO_2$ : | 0.34 | 0.20 | 0.29 | 0.66 | 1.16 | 0.08 | 0.72 | 0.61 | 0.55 | 0.41 | 0.20 | 0.24 | 0.34 |
| $Al_2O_3$ : | 0.86 | 0.68 | 0.69 | 0.86 | 0.86 | 0.46 | 2.59 | 2.37 | 1.70 | 1.82 | 0.83 | 0.80 | 0.75 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | 0.06 | -0 | -0 | ---- | ---- | 0.04 | -0 | 0.06 | -0 | 0.01 | 0.01 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.43 | 1.44 | 1.75 | 1.36 | 1.68 | 1.67 | ---- |
| $FeO^+$ : | 21.81 | 24.20 | 23.03 | 22.85 | 22.86 | 18.88 | 7.01 | 7.03 | 8.54 | 6.62 | 8.20 | 8.16 | 21.60 |
| MnO : | 0.40 | 0.41 | 0.44 | 0.45 | 0.40 | 0.50 | 0.17 | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.24 | 0.14 | 0.36 |
| MgO : | 21.73 | 22.26 | 22.57 | 22.50 | 22.11 | 21.63 | 13.75 | 14.58 | 14.75 | 14.91 | 14.46 | 14.41 | 23.21 |
| CaO : | 2.33 | 0.77 | 1.00 | 1.25 | 1.08 | 1.56 | 21.34 | 22.14 | 19.64 | 21.85 | 22.01 | 21.50 | 0.96 |
| $Na_2O$ : | 0.04 | -0 | 0.02 | 0.05 | -0 | 0.05 | 0.52 | 0.48 | 0.45 | 0.44 | 0.48 | 0.44 | 0.03 |
| Total : | 100.65 | 100.86 | 99.27 | 99.73 | 100.24 | 98.10 | 98.04 | 99.56 | 99.03 | 98.46 | 99.40 | 99.04 | 99.35 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 61.0 | 61.2 | 62.4 | 62.2 | 61.9 | 64.9 | 44.1 | 43.8 | 45.5 | 44.7 | 41.5 | 42.4 | 64.5 |
| fs* : | 34.3 | 37.3 | 35.7 | 35.4 | 36.0 | 31.8 | 12.6 | 11.8 | 14.7 | 11.1 | 13.1 | 13.4 | 33.6 |
| wo* : | 4.7 | 1.5 | 1.9 | 2.4 | 2.1 | 3.3 | 43.3 | 44.4 | 39.8 | 44.2 | 45.4 | 44.2 | 1.9 |
| OC : | 3 | 2 | 2.5 | 3.5 | 4 | 1.5 | 10.5 | 10 | 8.5 | 8 | 6.5 | 6 | 2.5 |

| PROBE : | opx98 1I-p1 | opx98 1I-p2 | opx98 1I-p3 | opx98 1I-p4 | opx98 1I-p5 | opx98 1I-p6 | opx98 1I-p7 | opx98 1I-p8 | opx98 3C 1 | opx98 3C 2 | opx98 3CI 1 | opx98 3CI 2 | opx98 3CI 3 | opx98 3I 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.65 | 52.57 | 50.45 | 54.42 | 53.45 | 53.35 | 52.82 | 52.14 | 52.51 | 52.17 | 51.44 | 50.82 | 52.85 | 51.07 |
| $TiO_2$ : | 0.20 | 0.44 | 0.41 | 0.30 | 0.34 | 0.43 | 0.27 | 0.50 | 0.24 | 0.51 | 0.35 | 0.40 | 0.30 | 0.20 |
| $Al_2O_3$ : | 0.96 | 1.00 | 4.19 | 0.96 | 1.01 | 0.93 | 0.91 | 1.11 | 1.08 | 1.13 | 1.10 | 1.10 | 1.03 | 1.03 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | 0.01 | -0 | -0 | 0.02 | -0 | -0 | -0 | 0.02 | -0 | ---- | ---- | -0 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 21.17 | 21.76 | 20.13 | 21.39 | 21.14 | 21.66 | 21.86 | 20.98 | 20.53 | 21.42 | 22.28 | 21.95 | 20.76 | 21.76 |
| MnO : | 0.36 | 0.38 | 0.30 | 0.34 | 0.34 | 0.35 | 0.39 | 0.39 | 0.35 | 0.36 | 0.32 | 0.24 | 0.40 | 0.28 |
| MgO : | 22.78 | 22.89 | 22.79 | 23.04 | 22.63 | 23.21 | 23.29 | 22.88 | 21.13 | 21.80 | 22.96 | 23.03 | 20.81 | 22.53 |
| CaO : | 2.24 | 0.91 | 1.04 | 0.83 | 1.45 | 0.80 | 0.97 | 1.92 | 3.20 | 2.12 | 1.00 | 1.04 | 2.99 | 1.77 |
| $Na_2O$ : | 0.10 | 0.02 | 0.03 | 0.08 | 0.03 | -0 | 0.02 | 0.03 | ---- | ---- | 0.03 | 0.01 | ---- | 0.03 |
| Total : | 100.50 | 99.99 | 99.38 | 99.39 | 100.41 | 100.76 | 100.57 | 99.94 | 99.06 | 99.51 | 99.50 | 98.59 | 99.14 | 98.69 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 62.9 | 64.1 | 65.4 | 64.7 | 63.7 | 64.6 | 64.3 | 63.5 | 60.5 | 61.7 | 63.5 | 63.8 | 60.2 | 62.6 |
| fs* : | 32.7 | 34.1 | 32.4 | 33.7 | 33.4 | 33.8 | 33.8 | 32.7 | 32.9 | 34.0 | 34.6 | 34.2 | 33.6 | 33.9 |
| wo* : | 4.4 | 1.8 | 2.2 | 1.6 | 2.9 | 1.6 | 1.9 | 3.8 | 6.6 | 4.3 | 1.9 | 2.0 | 6.2 | 3.5 |
| OC : | 3 | 3 | 10 | 3 | 3 | 3 | 2.5 | 3.5 | 3 | 3.5 | 3.5 | 3 | 3 | 3 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *opx 98*

| PROBE : | opx98 3I 2 | opx98 3I 3 | opx98 3IR | opx98 3RM | opx98 3M 1 | opx98 3M 2 | opx98 3M 3 | opx98 3M 4 | opx98 3gm 1 | opx98 3gm 2 | opx98 5lgm-C1 | opx98 5lgm-C2 | opx98 5lgm-M | opx98 5.2C 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.31 | 51.97 | 52.02 | 52.05 | 51.74 | 52.17 | 51.47 | 51.72 | 52.73 | 51.54 | 51.37 | 51.55 | 51.96 | 51.57 |
| $TiO_2$ : | 1.18 | 0.40 | 0.17 | 0.56 | 0.41 | 0.34 | 0.35 | 0.22 | 0.40 | 0.34 | 0.28 | 0.40 | 0.30 | 0.35 |
| $Al_2O_3$ : | 0.88 | 1.02 | 0.83 | 0.71 | 1.18 | 1.03 | 0.68 | 0.70 | 0.56 | 1.04 | 0.96 | 0.83 | 0.73 | 0.94 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | -0 | ---- | 0.02 | ---- | ---- | 0.06 | 0.01 | -0 | 0.11 | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 21.82 | 22.51 | 22.85 | 22.38 | 23.01 | 22.93 | 23.00 | 23.10 | 23.46 | 23.96 | 22.71 | 23.04 | 24.08 | 23.54 |
| MnO : | 0.43 | 0.64 | 0.30 | 0.45 | 0.26 | 0.30 | 0.50 | 0.54 | 0.48 | 0.50 | 0.26 | 0.30 | 0.32 | 0.30 |
| MgO : | 22.79 | 20.54 | 23.38 | 23.09 | 22.39 | 22.64 | 23.21 | 22.00 | 21.17 | 21.81 | 22.21 | 22.45 | 22.07 | 22.61 |
| CaO : | 1.87 | 0.92 | 0.77 | 1.20 | 1.77 | 1.25 | 1.18 | 1.39 | 0.86 | 1.16 | 1.16 | 1.12 | 1.37 | 0.93 |
| $Na_2O$ : | ---- | ---- | -0 | ---- | 0.02 | 0.06 | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | -0 | -0 | -0 |
| Total : | 100.28 | 98.00 | 100.34 | 100.46 | 100.81 | 100.73 | 100.45 | 99.68 | 99.66 | 100.46 | 98.96 | 99.73 | 100.87 | 100.29 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 62.7 | 60.8 | 63.7 | 63.3 | 61.3 | 62.2 | 62.8 | 61.2 | 60.6 | 60.5 | 62.1 | 62.1 | 60.4 | 62.0 |
| fs* : | 33.6 | 37.3 | 34.8 | 34.4 | 35.3 | 35.4 | 34.9 | 36.1 | 37.7 | 37.2 | 35.6 | 35.7 | 36.9 | 36.2 |
| wo* : | 3.7 | 1.9 | 1.5 | 2.3 | 3.4 | 2.4 | 2.3 | 2.7 | 1.7 | 2.3 | 2.3 | 2.2 | 2.7 | 1.8 |
| OC : | 4 | 3.5 | 2 | 2.5 | 3.5 | 3 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 3.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 |

| PROBE : | opx98 5.2C 2 | opx98 5.2I 1 | opx98 5.2I 2 | opx98 5.2I 3 | opx98 5.2I 4 | opx98 5.2Rp1 | opx98 5.2Rp2 | opx98 5.2Rp3 | opx98 5.2Rp4 | opx98 5.2Rp5 | opx98 5.2Rp6 | opx98 5.2Rp7 | opx98 5.2Rp8 | opx98 5.2Rp9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.97 | 51.57 | 52.04 | 51.87 | 52.12 | 52.46 | 51.74 | 52.12 | 52.42 | 51.37 | 52.24 | 51.54 | 51.84 | 52.09 |
| $TiO_2$ : | 0.39 | 0.19 | 0.27 | 0.39 | 0.56 | 0.29 | 0.39 | 0.29 | 0.32 | 0.41 | 0.45 | 0.30 | 0.34 | 0.41 |
| $Al_2O_3$ : | 0.89 | 1.00 | 0.80 | 0.96 | 0.83 | 0.89 | 0.88 | 0.89 | 0.93 | 0.91 | 0.94 | 1.03 | 0.93 | 0.96 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | ---- | ---- | -0 | -0 | 0.06 | -0 | 0.04 | -0 | 0.02 | -0 | -0 | 0.02 | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 22.64 | 21.91 | 22.56 | 22.95 | 23.16 | 22.04 | 22.10 | 21.78 | 22.78 | 22.46 | 22.39 | 21.78 | 22.32 | 22.17 |
| MnO : | 0.44 | 0.28 | 0.30 | 0.52 | 0.40 | 0.43 | 0.38 | 0.43 | 0.32 | 0.40 | 0.36 | 0.38 | 0.34 | 0.34 |
| MgO : | 20.79 | 21.57 | 21.92 | 22.02 | 21.46 | 22.03 | 22.21 | 22.07 | 21.93 | 22.26 | 21.96 | 22.13 | 21.76 | 21.54 |
| CaO : | 1.59 | 1.63 | 1.43 | 1.46 | 1.28 | 1.81 | 1.11 | 0.79 | 2.04 | 2.00 | 2.16 | 1.27 | 2.16 | 2.12 |
| $Na_2O$ : | ---- | 0.04 | -0 | ---- | ---- | 0.04 | -0 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | -0 | 0.01 | 0.02 |
| Total : | 99.71 | 98.21 | 99.33 | 100.17 | 99.81 | 100.09 | 98.83 | 98.46 | 100.83 | 99.89 | 100.58 | 98.43 | 99.75 | 99.68 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 60.1 | 61.6 | 61.6 | 61.3 | 60.7 | 61.8 | 62.8 | 63.4 | 60.7 | 61.4 | 60.9 | 62.8 | 60.7 | 60.6 |
| fs* : | 36.6 | 35.1 | 35.6 | 35.8 | 36.7 | 34.6 | 35.0 | 35.0 | 35.3 | 34.7 | 34.8 | 34.7 | 35.0 | 35.1 |
| wo* : | 3.3 | 3.3 | 2.8 | 2.9 | 2.6 | 3.6 | 2.2 | 1.6 | 4.0 | 3.9 | 4.3 | 2.5 | 4.3 | 4.3 |
| OC : | 3 | 3 | 2.5 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |

| PROBE : | opx98 5.2Rp10 | opx98 5.2Rp11 | opx98 5.2Rp12 | opx98 5.2Rp13 | opx98 5.2Rp14 | opx98 5.2Rp15 | opx98 5.2Rp16 | opx98 5.2Rp17 | opx98 5.2Rp18 | opx98 5.2Rp19 | opx98 5.2Rp20 | opx98 5.2Rp21 | opx98 5.2Rp22 | opx98 5.2Rp23 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.34 | 51.90 | 52.15 | 51.85 | 52.09 | 52.07 | 52.04 | 52.53 | 53.02 | 52.29 | 52.20 | 52.37 | 51.85 | 50.42 |
| $TiO_2$ : | 0.44 | 0.39 | 0.40 | 0.38 | 0.32 | 0.39 | 0.22 | 0.39 | 0.39 | 0.32 | 0.43 | 0.30 | 0.35 | 3.45 |
| $Al_2O_3$ : | 1.02 | 0.97 | 1.00 | 0.97 | 1.10 | 1.12 | 0.97 | 1.00 | 1.04 | 0.93 | 0.96 | 0.98 | 1.01 | 0.69 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.03 | -0 | -0 | -0 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.04 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 22.13 | 22.26 | 22.60 | 22.64 | 21.67 | 21.07 | 22.96 | 22.06 | 22.14 | 22.88 | 22.96 | 22.92 | 23.17 | 23.56 |
| MnO : | 0.40 | 0.41 | 0.41 | 0.40 | 0.38 | 0.40 | 0.44 | 0.39 | 0.34 | 0.35 | 0.40 | 0.40 | 0.41 | 0.32 |
| MgO : | 22.10 | 22.10 | 22.48 | 22.14 | 21.76 | 21.98 | 21.92 | 21.60 | 22.48 | 22.36 | 22.41 | 22.18 | 22.07 | 20.11 |
| CaO : | 1.10 | 1.11 | 1.16 | 1.21 | 1.62 | 0.96 | 1.82 | 2.24 | 0.91 | 1.23 | 0.97 | 0.93 | 1.01 | 0.63 |
| $Na_2O$ : | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | -0 | 0.06 | -0 | 0.06 | -0 | 0.02 | -0 | 0.04 | -0 | -0 |
| Total : | 99.60 | 99.23 | 100.26 | 99.68 | 98.99 | 98.08 | 100.42 | 100.28 | 100.36 | 100.44 | 100.39 | 100.19 | 99.93 | 99.26 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 62.6 | 62.5 | 62.5 | 62.0 | 62.0 | 63.7 | 60.8 | 60.7 | 63.2 | 62.0 | 62.3 | 62.2 | 61.7 | 59.6 |
| fs* : | 35.2 | 35.3 | 35.2 | 35.6 | 34.7 | 34.3 | 35.6 | 34.8 | 35.0 | 35.6 | 35.8 | 36.0 | 36.3 | 39.1 |
| wo* : | 2.2 | 2.2 | 2.3 | 2.4 | 3.3 | 2.0 | 3.6 | 4.5 | 1.8 | 2.4 | 1.9 | 1.8 | 2.0 | 1.3 |
| OC : | 3.5 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3.5 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 7 |

| PROBE : | opx98 5.2Rp24 | opx98 5.2Rp25 | opx98 5.2R | opx98 5.2M | opx98 6C 1 | opx98 6C 2 | opx98 6C 3 | opx98 6Cl 1 | opx98 6Cl 2 | opx98 6Cl 3 | opx98 6I 1 | opx98 6I 2 | opx98 6R 1 | opx98 6R 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.78 | 52.07 | 51.42 | 51.37 | 52.17 | 51.55 | 51.20 | 52.12 | 52.12 | 51.25 | 51.75 | 51.89 | 52.12 | 52.27 |
| $TiO_2$ : | 0.32 | 0.40 | 0.45 | 0.28 | 0.27 | 0.17 | 0.69 | 0.27 | 0.22 | 0.38 | 0.30 | 0.26 | 0.16 | 0.38 |
| $Al_2O_3$ : | 0.83 | 0.96 | 0.91 | 0.81 | 1.00 | 0.93 | 0.89 | 0.83 | 1.03 | 1.01 | 1.03 | 1.06 | 0.71 | 0.91 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.01 | -0 | 0.01 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 23.56 | 23.08 | 21.56 | 23.68 | 22.42 | 22.48 | 21.42 | 22.51 | 21.96 | 22.32 | 21.57 | 21.46 | 21.35 | 21.60 |
| MnO : | 0.34 | 0.44 | 0.35 | 0.24 | 0.24 | 0.30 | 0.24 | 0.32 | 0.29 | 0.28 | 0.27 | 0.22 | 0.25 | 0.20 |
| MgO : | 22.21 | 22.14 | 22.23 | 22.03 | 23.11 | 23.48 | 22.63 | 23.82 | 23.78 | 23.83 | 23.82 | 23.81 | 24.35 | 23.60 |
| CaO : | 1.14 | 1.37 | 1.11 | 0.86 | 0.73 | 0.96 | 1.68 | 0.64 | 0.91 | 0.85 | 0.93 | 1.43 | 0.80 | 1.18 |
| $Na_2O$ : | -0 | -0 | 0.02 | -0 | -0 | 0.04 | -0 | 0.01 | -0 | -0 | -0 | 0.01 | 0.01 | 0.06 |
| Total : | 100.21 | 100.50 | 98.08 | 99.31 | 99.96 | 99.96 | 98.78 | 100.54 | 100.34 | 99.96 | 99.70 | 100.15 | 99.78 | 100.21 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 61.3 | 61.4 | 63.3 | 61.3 | 63.9 | 63.9 | 63.1 | 64.6 | 64.7 | 64.5 | 65.1 | 64.6 | 66.0 | 64.6 |
| fs* : | 36.5 | 35.9 | 34.5 | 37.0 | 34.7 | 34.3 | 33.5 | 34.2 | 33.5 | 33.9 | 33.1 | 32.6 | 32.5 | 33.1 |
| wo* : | 2.2 | 2.7 | 2.2 | 1.7 | 1.4 | 1.8 | 3.4 | 1.2 | 1.8 | 1.6 | 1.8 | 2.8 | 1.5 | 2.3 |
| OC : | 2.5 | 3 | 3 | 2 | 2.5 | 2.5 | 3 | 2.5 | 2.5 | 3 | 3 | 2.5 | 2 | 2.5 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *opx 98 – opx 99*

| PROBE : | opx98 6R 3 | opx98 6M 1 | opx98 6M 2 | opx98 6M 3 | opx98 11C | opx98 11CI | cpx98 2C | cpx98 2I | cpx98 2IR | cpx98 2RM | cpx98 3C | cpx98 3CI | cpx98 3I 1 | cpx98 3I 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.00 | 51.90 | 51.67 | 51.67 | 52.63 | 52.34 | 53.23 | 52.43 | 52.08 | 51.17 | 53.07 | 50.57 | 50.99 | 51.63 |
| $TiO_2$ : | 0.46 | 0.43 | 0.44 | 0.43 | 0.34 | 0.36 | 0.47 | 0.63 | 0.48 | 0.77 | 0.17 | 0.43 | 0.75 | 0.69 |
| $Al_2O_3$ : | 1.18 | 0.93 | 1.03 | 0.86 | 0.79 | 0.79 | 2.41 | 3.46 | 3.33 | 3.76 | 3.41 | 1.52 | 1.97 | 1.75 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.01 | 0.06 | 0.51 | 0.14 | 0.67 | 0.79 | 0.05 | ---- | 0.06 | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.08 | 0.95 | 0.92 | 1.33 | 1.29 | 1.74 | 1.79 | 1.87 |
| FeO : | 21.21 | 22.95 | 22.86 | 23.03 | 22.17 | 22.86 | 5.29 | 4.66 | 4.47 | 6.49 | 6.32 | 8.49 | 8.75 | 9.11 |
| MnO : | 0.28 | 0.28 | 0.22 | 0.30 | 0.44 | 0.46 | 0.14 | 0.08 | 0.10 | 0.14 | 0.15 | 0.12 | 0.24 | 0.22 |
| MgO : | 23.56 | 23.11 | 23.06 | 23.01 | 22.04 | 22.17 | 13.01 | 13.95 | 14.81 | 13.97 | 13.69 | 13.75 | 13.50 | 12.44 |
| CaO : | 2.11 | 0.91 | 1.33 | 0.83 | 1.39 | 1.20 | 21.58 | 21.60 | 21.10 | 21.03 | 20.83 | 21.51 | 19.60 | 20.12 |
| $Na_2O$ : | 0.03 | -0 | 0.06 | -0 | ---- | ---- | 0.56 | 0.60 | 0.55 | 0.52 | 0.73 | 0.44 | 0.44 | 0.41 |
| Total : | 100.85 | 100.54 | 100.68 | 100.17 | 99.81 | 100.24 | 98.28 | 98.50 | 98.51 | 99.97 | 99.78 | 98.59 | 98.09 | 98.24 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 63.8 | 63.1 | 62.6 | 63.0 | 62.2 | 61.9 | 47.3 | 49.9 | 51.8 | 47.7 | 48.5 | 41.6 | 44.1 | 41.9 |
| fs* : | 32.1 | 35.2 | 34.8 | 35.4 | 35.0 | 35.7 | 10.7 | 9.3 | 8.7 | 12.4 | 12.5 | 14.4 | 16.0 | 17.1 |
| wo* : | 4.1 | 1.7 | 2.6 | 1.6 | 2.8 | 2.4 | 42.0 | 40.8 | 39.4 | 39.9 | 39.0 | 44.0 | 39.9 | 41.0 |
| OC : | 3.5 | 3 | 3 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 10 | 11.5 | 11.5 | 14 | 12 | 8 | 10 | 9 |

| PROBE : | cpx98 3IR 1 | cpx98 3IR 2 | cpx98 3IR 3 | cpx98 3IR 4 | cpx98 3IR 5 | cpx98 3M | cpx98 11CI 1 | cpx98 11CI 2 | cpx98 11I | cpx98 11R | cpx98 11M | opx99 4I 1 | opx99 4I 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.17 | 50.42 | 52.34 | 52.05 | 51.80 | 51.71 | 51.55 | 51.31 | 51.17 | 51.86 | 51.47 | 51.92 | 51.92 |
| $TiO_2$ : | 0.41 | 0.17 | 0.35 | 0.28 | 0.40 | 0.65 | 0.59 | 0.12 | 0.20 | 0.50 | 0.89 | 0.53 | 0.25 |
| $Al_2O_3$ : | 1.51 | 1.18 | 1.13 | 1.08 | 1.38 | 1.63 | 2.22 | 1.02 | 1.21 | 2.12 | 2.04 | 0.78 | 0.93 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | -0 | 0.08 | -0 | 0.08 | -0 | ---- | ---- | 0.04 | 0.05 | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.88 | 2.08 | 1.75 | 1.66 | 1.76 | 1.84 | 1.62 | 1.67 | 1.57 | 1.70 | 1.91 | ---- | ---- |
| FeO : | 9.15 | 10.14 | 8.51 | 8.10 | 8.59 | 8.95 | 7.92 | 8.13 | 7.67 | 8.27 | 9.33 | 19.21 | 20.03 |
| MnO : | 0.13 | 0.13 | 0.29 | 0.26 | 0.24 | 0.22 | 0.22 | 0.15 | 0.12 | 0.22 | 0.28 | 0.36 | 0.36 |
| MgO : | 14.60 | 14.43 | 13.83 | 14.59 | 13.02 | 14.61 | 14.04 | 14.39 | 14.26 | 13.28 | 12.01 | 23.71 | 24.79 |
| CaO : | 19.14 | 19.93 | 20.60 | 21.23 | 20.38 | 19.64 | 20.48 | 20.96 | 21.33 | 20.76 | 19.81 | 2.22 | 0.91 |
| $Na_2O$ : | 0.40 | 0.36 | 0.44 | 0.46 | 0.44 | 0.48 | 0.45 | 0.38 | 0.50 | 0.48 | 0.44 | 0.08 | -0 |
| Total : | 98.43 | 98.88 | 99.24 | 99.00 | 98.01 | 99.81 | 99.09 | 98.14 | 98.06 | 99.23 | 98.23 | 98.83 | 99.22 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 45.4 | 43.0 | 43.2 | 43.5 | 42.6 | 44.9 | 45.0 | 43.2 | 42.9 | 43.4 | 41.6 | 65.7 | 67.6 |
| fs* : | 15.9 | 16.9 | 14.9 | 13.5 | 15.7 | 15.4 | 14.2 | 13.7 | 12.9 | 15.1 | 18.0 | 29.9 | 30.7 |
| wo* : | 38.7 | 40.1 | 41.8 | 43.0 | 41.7 | 39.7 | 40.8 | 43.0 | 44.2 | 41.5 | 40.4 | 4.4 | 1.7 |
| OC : | 8 | 7 | 7 | 7 | 8 | 9 | 9.5 | 6 | 7 | 9.5 | 10.5 | 3 | 2.5 |

| PROBE : | opx99 4I 3 | opx99 4R | opx99 4M | opx99 5gm 1 | opx99 5gm 2 | opx99 6gm | opx99 7C 1 | opx99 7C 2 | opx99 7IR 1 | opx99 7IR 2 | opx99 7IR 3 | opx99 7R-p1 | opx99 7R-p2 | opx99 7R-p3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 52.59 | 52.50 | 52.40 | 52.75 | 52.89 | 52.59 | 52.60 | 53.09 | 52.76 | 52.12 | 52.68 | 53.29 | 52.85 | 53.20 |
| $TiO_2$ : | 0.70 | 0.40 | 0.34 | 0.26 | 0.34 | 0.36 | 0.29 | 0.29 | 0.08 | 0.32 | 0.25 | 0.28 | 0.43 | 0.22 |
| $Al_2O_3$ : | 0.80 | 0.89 | 0.75 | 0.66 | 0.88 | 0.83 | 0.79 | 0.75 | 0.80 | 0.79 | 0.73 | 0.81 | 0.75 | 0.75 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.01 | ---- | -0 | ---- | -0 | -0 | -0 | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| FeO+ : | 19.10 | 20.23 | 20.32 | 21.23 | 19.48 | 20.82 | 20.53 | 20.06 | 18.46 | 20.41 | 20.17 | 20.13 | 20.16 | 20.58 |
| MnO : | 0.38 | 0.35 | 0.40 | 0.40 | 0.51 | 0.44 | 0.43 | 0.40 | 0.48 | 0.44 | 0.48 | 0.44 | 0.36 | 0.46 |
| MgO : | 23.96 | 23.89 | 24.23 | 23.70 | 23.00 | 23.85 | 24.88 | 25.10 | 24.29 | 24.83 | 24.41 | 24.41 | 24.41 | 24.60 |
| CaO : | 1.79 | 0.89 | 0.86 | 0.97 | 0.98 | 0.81 | 1.08 | 0.66 | 1.16 | 1.10 | 1.16 | 1.00 | 1.16 | 0.66 |
| $Na_2O$ : | -0 | 0.03 | 0.08 | -0 | 0.03 | -0 | ---- | -0 | 0.01 | ---- | ---- | -0 | 0.03 | -0 |
| Total : | 99.34 | 99.24 | 99.41 | 100.02 | 98.12 | 99.75 | 100.60 | 100.37 | 98.14 | 100.01 | 99.88 | 100.38 | 100.16 | 100.50 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 66.6 | 66.6 | 66.9 | 65.3 | 65.3 | 66.1 | 67.0 | 68.2 | 68.5 | 67.0 | 66.8 | 67.1 | 66.8 | 67.2 |
| fs* : | 29.8 | 31.6 | 31.4 | 32.8 | 32.8 | 32.3 | 31.0 | 30.5 | 29.2 | 30.9 | 31.0 | 31.0 | 31.0 | 31.5 |
| wo* : | 3.6 | 1.8 | 1.7 | 1.9 | 1.9 | 1.6 | 2.0 | 1.3 | 2.3 | 2.1 | 2.2 | 1.9 | 2.2 | 1.3 |
| OC : | 3 | 3 | 2.5 | 2 | 2 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 |

| PROBE : | opx99 7R-p4 | opx99 7R-p5 | opx99 7R-p6 | opx99 7R-p7 | opx99 7R-p8 | opx99 7R-p9 | opx99 7R-p10 | opx99 7R-p11 | opx99 7R-p12 | opx99 7R-p13 | opx99 7R-p14 | opx99 7R-p15 | opx99 7R-p16 | opx99 7R |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 53.29 | 52.87 | 52.42 | 52.50 | 53.67 | 53.09 | 53.34 | 54.22 | 53.17 | 53.00 | 52.96 | 53.42 | 53.29 | 53.01 |
| $TiO_2$ : | 0.25 | 0.24 | 0.34 | 0.13 | 0.25 | 0.27 | 0.30 | 0.22 | 0.22 | 0.24 | 0.38 | 0.28 | 0.25 | 0.22 |
| $Al_2O_3$ : | 0.68 | 0.75 | 0.75 | 0.69 | 0.75 | 0.83 | 0.79 | 0.75 | 0.73 | 0.71 | 0.72 | 0.75 | 0.81 | 0.73 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| FeO+ : | 20.32 | 20.23 | 20.10 | 20.00 | 19.66 | 19.51 | 19.92 | 19.67 | 19.83 | 19.51 | 20.03 | 20.00 | 19.26 | 20.48 |
| MnO : | 0.35 | 0.48 | 0.40 | 0.43 | 0.39 | 0.40 | 0.45 | 0.38 | 0.43 | 0.46 | 0.40 | 0.34 | 0.40 | 0.44 |
| MgO : | 24.71 | 24.41 | 24.63 | 24.21 | 24.76 | 24.64 | 24.89 | 24.75 | 24.50 | 24.64 | 24.73 | 24.54 | 24.38 | 24.25 |
| CaO : | 0.61 | 0.76 | 0.81 | 2.70 | 0.96 | 0.88 | 1.01 | 0.80 | 1.37 | 1.31 | 1.58 | 1.45 | 0.91 | 1.11 |
| $Na_2O$ : | -0 | 0.01 | -0 | 0.06 | -0 | 0.03 | 0.05 | -0 | 0.01 | -0 | -0 | -0 | -0 | ---- |
| Total : | 100.25 | 99.76 | 99.46 | 100.74 | 100.46 | 99.68 | 100.77 | 100.81 | 100.29 | 99.90 | 100.84 | 100.82 | 99.31 | 100.24 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 67.6 | 67.3 | 67.5 | 64.8 | 67.9 | 68.1 | 67.7 | 68.1 | 66.9 | 67.5 | 66.7 | 66.7 | 68.1 | 66.4 |
| fs* : | 31.2 | 31.2 | 30.9 | 30.0 | 30.2 | 30.2 | 30.4 | 30.4 | 30.4 | 30.0 | 30.3 | 30.5 | 30.1 | 31.5 |
| wo* : | 1.2 | 1.5 | 1.6 | 5.2 | 1.9 | 1.7 | 1.9 | 1.5 | 2.7 | 2.5 | 3.0 | 2.8 | 1.8 | 2.1 |
| OC : | 2 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2 | 2.5 | 2.5 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *opx 99 – cpx 167*

| PROBE : (Wt%) | opx99 7RM 1 | opx99 7RM 2 | opx99 7RM 3 | opx99 7M | opx99 7gm | cpx99 3C | cpx99 3R | cpx99 4C1 | cpx99 4I | cpx99 4M 1 | cpx99 4M 2 | cpx99 4gm | cpx99 6C | cpx99 6C1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 51.95 | 52.44 | 52.77 | 52.93 | 52.72 | 52.07 | 51.30 | 51.49 | 50.76 | 52.15 | 51.96 | 51.51 | 51.06 | 51.30 |
| $TiO_2$ : | 0.35 | 0.34 | 0.20 | 0.24 | 0.22 | 0.30 | 0.65 | 0.48 | 0.35 | 0.45 | 0.39 | 0.54 | 0.74 | 0.77 |
| $Al_2O_3$ : | 0.94 | 0.76 | 0.65 | 0.64 | 0.70 | 1.77 | 2.08 | 1.58 | 1.68 | 1.45 | 1.42 | 1.45 | 2.36 | 2.33 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | 0.02 | -0 | 0.06 | 0.01 | 0.30 | 0.07 | 0.34 | 0.39 | ---- | -0 | 0.04 | 0.12 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.28 | 1.37 | 1.45 | 1.50 | 1.49 | 1.61 | 1.65 | 1.27 | 1.26 |
| $FeO^+$ : | 20.36 | 21.45 | 21.88 | 21.14 | 21.39 | 6.27 | 6.69 | 7.05 | 7.29 | 7.26 | 7.84 | 8.06 | 6.22 | 6.16 |
| MnO : | 0.51 | 0.48 | 0.48 | 0.40 | 0.44 | 0.17 | 0.19 | 0.17 | 0.22 | 0.20 | 0.22 | 0.27 | 0.17 | 0.17 |
| MgO : | 24.35 | 24.11 | 23.61 | 24.16 | 23.36 | 15.17 | 14.85 | 15.83 | 16.29 | 14.78 | 13.50 | 14.67 | 14.73 | 15.57 |
| CaO : | 0.78 | 0.88 | 0.89 | 0.86 | 0.91 | 21.10 | 20.66 | 19.92 | 20.08 | 21.57 | 20.88 | 20.23 | 21.27 | 20.82 |
| $Na_2O$ : | 0.06 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.51 | 0.60 | 0.50 | 0.50 | 0.46 | 0.53 | 0.47 | 0.56 | 0.48 |
| Total : | 99.34 | 100.48 | 100.48 | 100.43 | 99.75 | 98.98 | 98.48 | 98.81 | 99.06 | 99.86 | 98.35 | 98.89 | 98.50 | 98.89 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 67.1 | 65.6 | 64.7 | 66.0 | 64.9 | 47.0 | 46.4 | 47.7 | 47.7 | 44.4 | 43.0 | 44.9 | 46.3 | 47.7 |
| fs* : | 31.4 | 32.7 | 33.6 | 32.4 | 33.3 | 10.8 | 11.7 | 11.9 | 11.9 | 12.2 | 13.9 | 13.8 | 10.9 | 10.5 |
| wo* : | 1.5 | 1.7 | 1.7 | 1.6 | 1.8 | 42.2 | 41.9 | 40.4 | 40.4 | 43.4 | 43.1 | 41.3 | 42.8 | 41.8 |
| OC : | 3.5 | 2.5 | 2 | 2 | 2 | 8.5 | 9.5 | 8.5 | 8.5 | 7.5 | 8 | 8 | 10 | 9.5 |

| PROBE : (Wt%) | cpx99 6I | cpx99 6M 1 | cpx99 6M 2 | cpx99 7I 1 | cpx99 7I 2 | cpx99 7I 3 | cpx99 7IR 1 | cpx99 7IR 2 | cpx99 7IR 3 | cpx99 7IR 4 | cpx99 7IR 5 | cpx99 7R 1 | cpx99 7R 2 | cpx99 7M 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 51.94 | 51.46 | 52.77 | 51.83 | 51.74 | 50.99 | 51.31 | 51.83 | 51.01 | 52.53 | 51.41 | 50.98 | 50.85 | 51.44 |
| $TiO_2$ : | 0.28 | 0.60 | 0.22 | 0.59 | 0.44 | 0.58 | 0.64 | 0.39 | 0.72 | 0.17 | 0.71 | 0.69 | 0.36 | 0.56 |
| $Al_2O_3$ : | 1.41 | 1.85 | 0.96 | 1.62 | 1.36 | 1.81 | 1.83 | 1.61 | 1.83 | 1.01 | 2.04 | 1.88 | 1.31 | 1.77 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.43 | ---- | -0 | 0.04 | ---- | -0 | ---- | 0.01 | -0 | 0.06 | 0.06 | -0 | -0 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.26 | 1.29 | 1.54 | 1.59 | 1.58 | 1.52 | 1.53 | 1.47 | 1.44 | 1.45 | 1.63 | 1.66 | 1.60 | 1.64 |
| $FeO^+$ : | 6.16 | 6.32 | 7.51 | 7.74 | 7.70 | 7.42 | 7.45 | 7.15 | 7.03 | 7.08 | 7.97 | 8.07 | 7.81 | 7.99 |
| MnO : | 0.10 | 0.14 | 0.17 | 0.25 | 0.20 | 0.27 | 0.20 | 0.25 | 0.28 | 0.24 | 0.27 | 0.20 | 0.22 | 0.26 |
| MgO : | 16.20 | 15.36 | 14.62 | 14.39 | 15.21 | 14.46 | 14.58 | 15.20 | 14.88 | 15.41 | 14.85 | 14.48 | 15.35 | 14.76 |
| CaO : | 20.53 | 21.61 | 21.10 | 20.51 | 20.23 | 20.82 | 20.82 | 21.26 | 20.32 | 21.35 | 20.56 | 19.68 | 20.46 | 20.42 |
| $Na_2O$ : | 0.50 | 0.60 | 0.48 | 0.47 | 0.50 | 0.51 | 0.61 | 0.50 | 0.59 | 0.43 | 0.53 | 0.56 | 0.49 | 0.56 |
| Total : | 98.81 | 99.27 | 99.37 | 99.03 | 98.97 | 98.38 | 98.96 | 99.67 | 98.04 | 99.73 | 100.03 | 98.20 | 98.45 | 99.40 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 48.4 | 45.8 | 44.3 | 44.8 | 45.8 | 44.5 | 44.4 | 45.2 | 45.7 | 45.4 | 45.0 | 45.2 | 45.1 | 44.8 |
| fs* : | 10.2 | 10.5 | 12.7 | 13.5 | 12.9 | 12.7 | 12.7 | 11.9 | 12.0 | 11.6 | 13.5 | 14.1 | 12.8 | 13.5 |
| wo* : | 41.4 | 43.7 | 43.0 | 41.7 | 41.3 | 42.8 | 42.9 | 42.9 | 42.3 | 43.0 | 41.5 | 40.7 | 42.1 | 41.7 |
| OC : | 7.5 | 9 | 6.5 | 8.5 | 7.5 | 9 | 9.5 | 8 | 9.5 | 6 | 10 | 9.5 | 7.5 | 9 |

| PROBE : (Wt%) | cpx99 7M 2 | cpx99 7M 3 | cpx99 7M 4 | cpx99 7M 5 | cpx99 7M 6 | cpx99 7M 7 | cpx108 1IR | cpx108 1R | cpx108 5I | opx167 2gm 1 | opx167 2gm 2 | opx167 4gm-R1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 52.24 | 50.97 | 50.16 | 50.71 | 51.87 | 51.05 | 50.24 | 50.82 | 50.93 | 50.37 | 51.20 | 51.09 |
| $TiO_2$ : | 0.60 | 0.68 | 0.78 | 0.55 | 0.54 | 0.69 | 0.56 | 0.28 | 0.16 | 0.48 | 0.41 | 0.40 |
| $Al_2O_3$ : | 1.89 | 1.97 | 1.85 | 1.56 | 1.67 | 1.83 | 2.14 | 1.69 | 0.72 | 0.70 | 0.77 | 0.89 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | ---- | 0.02 | -0 | 0.07 | -0 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.67 | 1.55 | 1.62 | 1.55 | 1.57 | 1.66 | 1.62 | 1.62 | 1.38 | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 8.15 | 7.56 | 7.91 | 7.56 | 7.63 | 8.08 | 7.89 | 7.88 | 6.73 | 23.91 | 25.42 | 22.42 |
| MnO : | 0.20 | 0.20 | 0.25 | 0.24 | 0.20 | 0.27 | 0.25 | 0.25 | 0.26 | 0.35 | 0.38 | 0.38 |
| MgO : | 14.93 | 14.78 | 14.37 | 14.53 | 13.90 | 14.36 | 15.30 | 14.21 | 13.63 | 21.33 | 21.10 | 21.50 |
| CaO : | 19.82 | 20.71 | 20.53 | 21.23 | 20.96 | 20.17 | 19.51 | 20.72 | 23.96 | 1.16 | 1.11 | 1.29 |
| $Na_2O$ : | 0.50 | 0.58 | 0.53 | 0.51 | 0.56 | 0.50 | 0.58 | 0.59 | 0.39 | -0 | 0.02 | 0.05 |
| Total : | 100.00 | 99.04 | 98.03 | 99.44 | 98.97 | 98.71 | 98.09 | 98.07 | 98.19 | 98.34 | 100.43 | 98.05 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 46.2 | 44.7 | 43.8 | 43.5 | 43.6 | 44.6 | 46.6 | 43.7 | 39.6 | 60.0 | 58.4 | 61.4 |
| fs* : | 14.1 | 12.7 | 13.5 | 12.6 | 13.4 | 14.0 | 13.4 | 13.5 | 10.9 | 37.7 | 39.4 | 36.0 |
| wo* : | 39.7 | 42.6 | 42.7 | 43.9 | 43.0 | 41.4 | 40.0 | 42.8 | 49.5 | 2.3 | 2.2 | 2.6 |
| OC : | 9 | 9.5 | 9.5 | 8.5 | 8.5 | 9.5 | 10 | 9 | 5.5 | 2.5 | 2.5 | 3 |

| PROBE : (Wt%) | opx167 4gm-R2 | opx167 4gm-R3 | opx167 6C1 | opx167 6I | opx167 6IR 1 | opx167 6IR 2 | opx167 6IR 3 | opx167 6IR 4 | opx167 6IR 5 | opx167 6R 1 | opx167 6R 2 | opx167 6M | opx167 7gm-C | opx167 1C 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 51.72 | 51.57 | 52.65 | 52.15 | 51.94 | 52.76 | 51.54 | 51.27 | 52.07 | 52.64 | 52.47 | 51.65 | 51.17 | 50.39 |
| $TiO_2$ : | 0.48 | 0.36 | 0.58 | 0.40 | 0.22 | 0.26 | 1.38 | 0.83 | 0.32 | 0.45 | 0.30 | 0.32 | 0.56 | 0.93 |
| $Al_2O_3$ : | 0.85 | 0.88 | 1.01 | 0.72 | 0.91 | 0.79 | 0.76 | 0.70 | 0.89 | 0.78 | 1.11 | 0.68 | 0.79 | 3.69 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | 0.03 | 0.01 | -0 | 0.01 | -0 | -0 | 0.03 | 0.05 | -0 | -0 | 0.02 | 0.44 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.19 |
| $FeO^+$ : | 23.08 | 23.14 | 21.51 | 22.76 | 21.42 | 21.61 | 22.57 | 22.58 | 22.08 | 21.23 | 21.86 | 21.98 | 23.01 | 5.83 |
| MnO : | 0.32 | 0.39 | 0.44 | 0.48 | 0.40 | 0.43 | 0.44 | 0.45 | 0.45 | 0.40 | 0.39 | 0.38 | 0.44 | 0.12 |
| MgO : | 21.78 | 21.51 | 22.68 | 22.10 | 21.93 | 22.58 | 22.13 | 22.31 | 22.64 | 22.25 | 22.43 | 21.76 | 21.60 | 14.61 |
| CaO : | 1.33 | 1.51 | 1.31 | 1.22 | 2.11 | 1.43 | 1.08 | 1.06 | 1.72 | 1.29 | 2.02 | 1.41 | 1.58 | 22.36 |
| $Na_2O$ : | 0.01 | -0 | 0.07 | -0 | -0 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.05 | 0.06 | -0 | 0.01 | 0.60 |
| Total : | 99.61 | 99.37 | 100.31 | 99.89 | 98.97 | 99.93 | 99.97 | 99.31 | 100.27 | 99.17 | 100.66 | 98.20 | 99.19 | 100.21 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 61.1 | 60.5 | 63.6 | 61.9 | 61.9 | 63.2 | 62.2 | 62.4 | 62.4 | 63.4 | 62.1 | 62.0 | 60.6 | 46.8 |
| fs* : | 36.2 | 36.5 | 33.8 | 35.7 | 33.9 | 33.9 | 35.6 | 35.5 | 34.2 | 34.0 | 33.9 | 35.2 | 36.2 | 10.4 |
| wo* : | 2.7 | 3.0 | 2.6 | 2.4 | 4.2 | 2.9 | 2.2 | 2.1 | 3.4 | 2.6 | 4.0 | 2.8 | 3.2 | 42.8 |
| OC : | 2.5 | 3 | 3.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 4 | 3.5 | 3 | 3 | 3.5 | 2.5 | 3 | 13.5 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *cpx 167 – cpx 224*

| PROBE : | cpx167 1C 1 | cpx167 1I | cpx167 1IR | cpx167 1M | cpx167 2C | cpx167 2I 1 | cpx167 2I 2 | cpx167 2I 3 | cpx167 2I 4 | cpx167 2IR | cpx167 2RM 1 | cpx167 2RM 2 | cpx167 2M | cpx167 3C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 50.51 | 50.46 | 49.96 | 51.03 | 50.07 | 51.32 | 51.15 | 50.59 | 50.73 | 51.03 | 51.02 | 50.20 | 50.40 | 49.89 |
| $TiO_2$ : | 0.61 | 0.55 | 0.93 | 0.38 | 0.66 | 0.77 | 0.85 | 0.59 | 0.81 | 0.77 | 0.36 | 0.58 | 0.66 | 0.72 |
| $Al_2O_3$ : | 3.16 | 3.44 | 3.42 | 1.73 | 2.49 | 2.20 | 2.42 | 2.57 | 2.81 | 2.43 | 2.83 | 2.58 | 2.67 | 2.63 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | 0.34 | ---- | ---- | ---- | 0.07 | 0.08 | 0.34 | ---- | ---- | 0.52 | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.21 | 1.21 | 1.25 | 1.73 | 1.27 | 1.29 | 1.23 | 1.08 | 1.18 | 1.53 | 0.88 | 1.44 | 1.55 | 1.77 |
| $FeO^+$ : | 5.90 | 5.90 | 6.09 | 8.42 | 6.17 | 6.29 | 6.01 | 5.26 | 5.74 | 7.47 | 4.28 | 7.01 | 7.58 | 8.62 |
| MnO : | 0.19 | 0.12 | 0.08 | 0.24 | 0.10 | 0.19 | 0.16 | 0.07 | 0.10 | 0.17 | 0.12 | 0.17 | 0.17 | 0.16 |
| MgO : | 14.63 | 14.58 | 14.25 | 14.21 | 14.98 | 15.88 | 15.86 | 15.75 | 15.51 | 14.76 | 16.56 | 14.96 | 14.73 | 14.48 |
| CaO : | 21.61 | 22.48 | 21.53 | 20.25 | 21.86 | 21.78 | 21.35 | 21.67 | 21.33 | 20.45 | 22.93 | 20.71 | 19.76 | 20.01 |
| $Na_2O$ : | 0.46 | 0.61 | 0.58 | 0.44 | 0.55 | 0.36 | 0.45 | 0.50 | 0.44 | 0.44 | 0.41 | 0.54 | 0.55 | 0.41 |
| Total : | 98.28 | 99.74 | 98.13 | 98.46 | 98.18 | 100.19 | 99.61 | 98.42 | 98.69 | 99.09 | 99.94 | 98.19 | 98.13 | 98.74 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 46.9 | 46.5 | 46.1 | 44.4 | 45.4 | 46.8 | 47.5 | 48.4 | 47.8 | 46.2 | 49.4 | 46.1 | 46.6 | 45.0 |
| fs* : | 10.5 | 10.5 | 11.0 | 14.7 | 10.4 | 10.3 | 10.0 | 9.0 | 9.8 | 13.0 | 7.1 | 12.1 | 13.4 | 15.0 |
| wo* : | 42.6 | 43.0 | 42.9 | 40.9 | 44.2 | 42.9 | 42.5 | 42.6 | 42.4 | 40.8 | 43.5 | 41.8 | 40.0 | 40.0 |
| OC : | 11.5 | 12.5 | 12.5 | 8.5 | 10 | 9 | 10 | 10 | 10.5 | 10 | 10 | 10.5 | 11 | 10.5 |

| PROBE : | cpx167 3I | cpx167 3M | opx224 1I | opx224 1IR | opx224 1R 1 | opx224 1R 2 | opx224 1R 3 | opx224 1R 4 | opx224 3C | opx224 3CI 1 | opx224 3CI 2 | opx224 3IR 1 | opx224 3IR 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 50.02 | 50.90 | 52.27 | 51.24 | 51.29 | 50.78 | 52.00 | 51.89 | 52.09 | 53.04 | 51.26 | 52.65 | 51.73 |
| $TiO_2$ : | 1.10 | 0.48 | 0.43 | 0.81 | 0.22 | 0.54 | 0.32 | 0.27 | 0.34 | 0.40 | 0.34 | 0.41 | 0.53 |
| $Al_2O_3$ : | 3.12 | 1.66 | 1.06 | 1.03 | 1.03 | 1.10 | 1.10 | 0.95 | 1.03 | 1.02 | 0.96 | 1.10 | 0.82 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | -0 | 0.08 | ---- | ---- | -0 | -0 | 0.03 | ---- | 0.08 | ---- | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.51 | 1.68 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 7.38 | 8.21 | 21.68 | 22.10 | 21.42 | 21.76 | 21.96 | 22.03 | 21.51 | 21.24 | 21.79 | 21.29 | 22.68 |
| MnO : | 0.15 | 0.20 | 0.39 | 0.38 | 0.32 | 0.35 | 0.38 | 0.42 | 0.36 | 0.40 | 0.37 | 0.36 | 0.34 |
| MgO : | 14.96 | 13.86 | 23.00 | 23.74 | 23.54 | 23.43 | 22.60 | 23.23 | 21.85 | 23.52 | 23.42 | 23.67 | 22.97 |
| CaO : | 20.70 | 21.60 | 1.58 | 1.20 | 1.67 | 1.56 | 1.60 | 1.15 | 1.68 | 0.77 | 1.59 | 1.31 | 1.25 |
| $Na_2O$ : | 0.50 | 0.50 | ---- | ---- | 0.01 | -0 | ---- | ---- | ---- | 0.01 | ---- | 0.06 | ---- |
| Total : | 99.46 | 99.14 | 100.41 | 100.58 | 99.53 | 99.55 | 99.96 | 99.94 | 98.89 | 100.40 | 99.81 | 100.88 | 100.32 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 45.9 | 42.0 | 63.4 | 64.2 | 64.1 | 63.8 | 62.7 | 63.8 | 62.2 | 65.4 | 63.7 | 64.8 | 62.8 |
| fs* : | 12.6 | 13.9 | 33.6 | 33.5 | 32.7 | 33.2 | 34.1 | 34.0 | 34.4 | 33.1 | 33.2 | 32.7 | 34.8 |
| wo* : | 41.5 | 44.0 | 3.1 | 2.3 | 3.2 | 3.0 | 3.2 | 2.2 | 3.4 | 1.5 | 3.1 | 2.5 | 2.4 |
| OC : | 12.5 | 8.5 | 3.5 | 4 | 3 | 3.5 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3.5 | 2.5 |

| PROBE : | opx224 3IR 3 | opx224 3R | opx224 3M 1 | opx224 3M 2 | opx224 4C | opx224 4I | opx224 4IR | opx224 4M | opx224 5C 1 | opx224 5C 2 | opx224 5I 1 | opx224 5I 2 | opx224 5IR 1 | opx224 5IR 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.43 | 52.05 | 51.87 | 51.33 | 52.49 | 51.59 | 52.07 | 51.82 | 51.69 | 52.15 | 51.97 | 52.72 | 51.80 | 51.29 |
| $TiO_2$ : | 0.51 | 0.48 | 0.22 | 0.39 | 0.34 | 0.45 | 0.61 | 0.20 | 0.30 | 0.08 | 0.41 | 0.41 | 0.38 | 0.38 |
| $Al_2O_3$ : | 0.92 | 0.96 | 0.93 | 0.74 | 0.71 | 1.06 | 0.64 | 0.81 | 1.00 | 0.56 | 0.87 | 0.91 | 0.41 | 0.98 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | ---- | 0.01 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.05 | 0.07 | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 22.91 | 22.14 | 21.91 | 23.03 | 21.51 | 21.42 | 21.63 | 21.23 | 20.21 | 21.64 | 21.68 | 21.72 | 21.88 | 21.28 |
| MnO : | 0.42 | 0.39 | 0.38 | 0.39 | 0.38 | 0.29 | 0.39 | 0.40 | 0.34 | 0.38 | 0.40 | 0.36 | 0.32 | 0.38 |
| MgO : | 22.82 | 23.46 | 23.00 | 23.39 | 23.73 | 23.46 | 23.07 | 23.13 | 23.08 | 24.21 | 22.22 | 20.35 | 23.67 | 23.14 |
| CaO : | 1.45 | 0.91 | 1.58 | 1.32 | 0.66 | 1.70 | 1.87 | 1.75 | 2.41 | 0.72 | 1.69 | 1.55 | 0.71 | 1.47 |
| $Na_2O$ : | ---- | 0.04 | 0.04 | ---- | 0.03 | 0.04 | -0 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | ---- | ---- | -0 | 0.05 |
| Total : | 100.46 | 100.45 | 99.96 | 100.60 | 99.89 | 100.04 | 100.30 | 99.37 | 99.12 | 99.79 | 99.29 | 98.09 | 99.20 | 98.99 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 62.2 | 64.3 | 63.2 | 62.8 | 65.5 | 63.9 | 63.2 | 63.8 | 63.9 | 65.7 | 62.5 | 60.5 | 65.0 | 64.1 |
| fs* : | 35.0 | 34.0 | 33.7 | 34.7 | 33.2 | 32.8 | 33.1 | 32.8 | 31.3 | 32.9 | 34.1 | 36.2 | 33.6 | 33.0 |
| wo* : | 2.8 | 1.7 | 3.1 | 2.5 | 1.3 | 3.3 | 3.7 | 3.4 | 4.8 | 1.4 | 3.4 | 3.3 | 1.4 | 2.9 |
| OC : | 3 | 3 | 3 | 2.5 | 2.5 | 3 | 2.5 | 2.5 | 3 | 1.5 | 3 | 3 | 1.5 | 3 |

| PROBE : | opx224 5RM | opx224 5M 1 | opx224 5M 2 | opx224 6C | opx224 6I 1 | opx224 6I 2 | opx224 6I 3 | opx224 6M | cpx224 1I 1 | cpx224 1I 2 | cpx224 1IR | cpx224 1R | cpx224 1M 1 | cpx224 1M 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.47 | 52.34 | 52.15 | 52.09 | 52.21 | 53.10 | 50.84 | 51.99 | 51.05 | 52.58 | 50.37 | 49.97 | 51.34 | 52.12 |
| $TiO_2$ : | 0.40 | 0.26 | 0.25 | 0.24 | 0.30 | 0.43 | 2.29 | 0.40 | 0.60 | 0.36 | 0.43 | 0.44 | 0.48 | 0.25 |
| $Al_2O_3$ : | 1.02 | 0.78 | 0.83 | 0.83 | 1.10 | 0.88 | 0.60 | 0.96 | 1.89 | 1.37 | 1.62 | 1.47 | 1.45 | 1.04 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | 0.02 | ---- | 0.06 | ---- | ---- | ---- | 0.07 | 0.01 | ---- | ---- | 0.07 | 0.08 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.66 | 1.79 | 1.59 | 1.83 | 1.75 | 1.66 |
| $FeO^+$ : | 20.93 | 21.45 | 22.13 | 20.71 | 20.56 | 19.89 | 22.66 | 21.83 | 8.11 | 8.75 | 7.75 | 8.90 | 8.55 | 8.09 |
| MnO : | 0.35 | 0.41 | 0.40 | 0.34 | 0.30 | 0.40 | 0.41 | 0.43 | 0.20 | 0.22 | 0.28 | 0.22 | 0.19 | 0.22 |
| MgO : | 23.18 | 23.29 | 22.44 | 24.82 | 24.01 | 23.96 | 22.98 | 23.48 | 14.29 | 14.46 | 14.73 | 15.23 | 14.89 | 14.82 |
| CaO : | 1.70 | 0.93 | 1.29 | 0.48 | 1.77 | 1.79 | 0.56 | 1.36 | 20.31 | 19.61 | 20.86 | 19.51 | 19.89 | 20.58 |
| $Na_2O$ : | -0 | -0 | ---- | 0.06 | ---- | -0 | -0 | -0 | 0.50 | 0.48 | 0.54 | 0.48 | 0.50 | 0.47 |
| Total : | 99.09 | 99.49 | 99.51 | 99.57 | 100.31 | 100.50 | 100.37 | 100.46 | 98.68 | 99.63 | 98.20 | 98.10 | 99.11 | 99.33 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 64.2 | 64.8 | 62.8 | 67.5 | 65.3 | 65.8 | 63.6 | 64.0 | 44.5 | 45.2 | 43.9 | 45.0 | 45.0 | 44.5 |
| fs* : | 32.5 | 33.4 | 34.6 | 31.6 | 31.3 | 30.7 | 35.2 | 33.3 | 14.1 | 15.3 | 12.9 | 14.7 | 14.4 | 13.6 |
| wo* : | 3.3 | 1.8 | 2.6 | 0.9 | 3.4 | 3.5 | 1.1 | 2.6 | 41.4 | 39.6 | 43.2 | 40.3 | 40.6 | 41.9 |
| OC : | 3 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 3 | 3 | 5 | 3 | 9.5 | 8 | 8.5 | 8.5 | 8.5 | 7 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *cpx 224 – opx 278*

| PROBE : | cpx224 2C | cpx224 3IR 1 | cpx224 3IR 2 | cpx224 3R | cpx224 3M | cpx224 5C 1 | cpx224 5C 2 | cpx224 5C1 | cpx224 5I | cpx224 5R | cpx224 5RM 1 | cpx224 5RM 2 | cpx224 5M 1 | cpx224 5M 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.32 | 50.47 | 52.03 | 51.41 | 52.17 | 51.82 | 50.91 | 50.28 | 51.05 | 51.27 | 50.64 | 51.89 | 51.12 | 50.37 |
| $TiO_2$ : | 0.61 | 0.75 | 0.15 | 0.52 | 0.48 | 0.14 | 0.22 | 0.46 | 0.17 | 0.08 | 0.36 | 0.19 | 0.51 | 0.48 |
| $Al_2O_3$ : | 1.61 | 1.89 | 1.00 | 1.56 | 1.41 | 0.83 | 1.12 | 1.40 | 1.20 | 0.93 | 1.27 | 0.73 | 1.45 | 1.20 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | 0.08 | 0.02 | 0.07 | ---- | 0.06 | 0.02 | ---- | 0.06 | 0.03 | -0 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.42 | 1.49 | 1.61 | 1.64 | 1.72 | 1.54 | 1.57 | 1.67 | 1.65 | 1.59 | 1.68 | 1.56 | 1.80 | 1.68 |
| $FeO^+$ : | 6.92 | 7.28 | 7.83 | 7.98 | 8.37 | 7.51 | 7.67 | 8.13 | 8.02 | 7.74 | 8.15 | 7.64 | 8.78 | 8.18 |
| MnO : | 0.17 | 0.14 | 0.20 | 0.17 | 0.20 | 0.22 | 0.20 | 0.19 | 0.20 | 0.16 | 0.28 | 0.19 | 0.24 | 0.24 |
| MgO : | 14.63 | 14.35 | 14.76 | 14.69 | 14.78 | 13.63 | 14.78 | 13.98 | 13.74 | 14.67 | 14.47 | 14.52 | 13.32 | 15.16 |
| CaO : | 21.85 | 21.50 | 21.14 | 20.39 | 20.17 | 21.83 | 21.67 | 21.80 | 21.51 | 21.81 | 21.28 | 21.53 | 20.59 | 20.60 |
| $Na_2O$ : | 0.45 | 0.56 | 0.52 | 0.50 | 0.49 | 0.48 | 0.45 | 0.46 | 0.52 | 0.48 | 0.45 | 0.48 | 0.50 | 0.44 |
| Total : | 99.02 | 98.47 | 99.26 | 98.94 | 99.81 | 98.07 | 98.63 | 98.43 | 98.08 | 98.74 | 98.64 | 98.76 | 98.31 | 98.37 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 43.8 | 43.1 | 43.7 | 44.8 | 44.9 | 41.9 | 43.0 | 41.6 | 41.8 | 42.6 | 42.9 | 42.9 | 42.0 | 44.1 |
| fs* : | 11.6 | 12.2 | 13.0 | 13.6 | 14.2 | 12.9 | 12.5 | 13.5 | 13.6 | 12.6 | 13.5 | 12.6 | 15.4 | 13.3 |
| wo* : | 44.6 | 44.7 | 43.3 | 41.6 | 40.9 | 45.2 | 44.4 | 44.9 | 44.6 | 44.8 | 43.6 | 44.5 | 42.6 | 42.6 |
| OC : | 8 | 9.5 | 6.5 | 8.5 | 8 | 6 | 7 | 8 | 7 | 6 | 7.5 | 6 | 8.5 | 7.5 |

| PROBE : | cpx224 6.1gm-C | cpx224 6.2gm | cpx224 6.3gm | cpx224 6.4gm-I | cpx224 8C | cpx224 8IR | cpx224 8M | cpx228 1CI | cpx228 1RM | cpx228 6IR 1 | cpx228 6IR 2 | opx246 3gm-C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.29 | 50.55 | 50.98 | 49.85 | 50.12 | 49.54 | 51.22 | 50.68 | 51.90 | 51.53 | 51.10 | 51.57 |
| $TiO_2$ : | 0.38 | 0.41 | 0.36 | 0.61 | 0.75 | 0.88 | 0.32 | 0.56 | 0.07 | 0.56 | 0.63 | 0.35 |
| $Al_2O_3$ : | 1.38 | 1.47 | 1.32 | 1.64 | 2.20 | 2.22 | 1.08 | 2.86 | 0.56 | 2.12 | 2.37 | 0.96 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | 0.02 | 0.05 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.50 | 1.55 | 1.74 | 1.83 | 1.76 | 1.91 | 1.56 | 1.14 | 1.57 | 1.36 | 1.20 | ---- |
| $FeO^+$ : | 7.31 | 7.57 | 8.45 | 8.90 | 8.57 | 9.29 | 7.62 | 5.58 | 7.63 | 6.65 | 5.83 | 22.17 |
| MnO : | 0.13 | 0.19 | 0.22 | 0.28 | 0.17 | 0.17 | 0.25 | 0.20 | 0.41 | 0.32 | 0.27 | 0.25 |
| MgO : | 14.63 | 14.81 | 14.22 | 14.36 | 14.83 | 15.08 | 14.78 | 14.82 | 14.30 | 14.11 | 15.03 | 22.89 |
| CaO : | 21.57 | 21.35 | 20.28 | 20.12 | 20.04 | 19.79 | 21.48 | 22.58 | 22.93 | 22.81 | 22.07 | 0.88 |
| $Na_2O$ : | 0.63 | 0.59 | 0.55 | 0.60 | 0.55 | 0.45 | 0.48 | 0.53 | 0.48 | 0.61 | 0.56 | 0.02 |
| Total : | 98.86 | 98.49 | 98.14 | 98.24 | 99.02 | 99.37 | 98.82 | 98.99 | 99.89 | 100.10 | 99.11 | 99.13 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 43.3 | 43.2 | 43.4 | 42.9 | 44.6 | 44.6 | 43.2 | 45.9 | 40.7 | 43.0 | 46.1 | 63.7 |
| fs* : | 12.1 | 12.3 | 14.4 | 14.9 | 14.4 | 15.3 | 12.4 | 9.7 | 12.1 | 11.3 | 10.0 | 34.6 |
| wo* : | 44.6 | 44.5 | 42.2 | 42.2 | 41.0 | 40.1 | 44.4 | 44.4 | 47.1 | 45.7 | 43.9 | 1.7 |
| OC : | 8 | 8.5 | 8 | 9.5 | 10.5 | 10.5 | 7 | 10.5 | 5.5 | 10 | 10 | 3 |

| PROBE : | opx246 3gm-IR | opx246 7CI | opx246 7IR 1 | opx246 7IR 2 | opx246 1C 1 | opx246 1C 2 | opx246 1CI | opx246 1I | opx246 1IR 1 | opx246 1IR 2 | opx246 1M | opx246 1.1gm-C | opx246 3.2gm | opx246 8C |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.70 | 52.24 | 52.19 | 52.69 | 52.79 | 51.61 | 51.23 | 50.15 | 50.60 | 50.95 | 50.41 | 51.50 | 51.53 | 51.12 |
| $TiO_2$ : | 0.30 | 0.22 | 0.28 | 0.17 | 0.30 | 0.52 | 0.56 | 0.86 | 0.68 | 0.65 | 0.74 | 0.44 | 0.59 | 0.75 |
| $Al_2O_3$ : | 0.71 | 0.68 | 0.60 | 0.53 | 1.36 | 2.02 | 2.39 | 2.54 | 2.43 | 2.41 | 2.61 | 1.74 | 1.79 | 2.25 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.03 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.13 | 1.25 | 1.31 | 1.54 | 1.28 | 1.26 | 1.50 | 1.56 | 1.74 | 1.57 |
| $FeO^+$ : | 22.85 | 21.78 | 22.21 | 21.66 | 5.55 | 6.10 | 6.41 | 7.51 | 6.27 | 6.13 | 7.35 | 7.65 | 8.47 | 7.67 |
| MnO : | 0.28 | 0.22 | 0.11 | 0.27 | 0.20 | 0.10 | 0.11 | 0.10 | 0.13 | 0.15 | 0.18 | 0.16 | 0.22 | 0.14 |
| MgO : | 23.21 | 23.23 | 23.39 | 23.21 | 15.34 | 14.86 | 14.95 | 15.36 | 14.38 | 14.86 | 14.61 | 14.42 | 14.80 | 14.66 |
| CaO : | 0.68 | 1.10 | 0.88 | 0.91 | 21.15 | 21.43 | 21.28 | 20.18 | 21.76 | 21.10 | 20.71 | 20.87 | 18.71 | 20.60 |
| $Na_2O$ : | -0 | -0 | -0 | 0.02 | 0.51 | 0.51 | 0.50 | 0.41 | 0.50 | 0.50 | 0.46 | 0.56 | 0.53 | 0.58 |
| Total : | 99.77 | 99.50 | 99.67 | 99.48 | 98.36 | 98.40 | 98.74 | 98.69 | 98.07 | 98.02 | 98.57 | 98.90 | 98.39 | 99.38 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 63.6 | 64.2 | 64.1 | 64.5 | 47.6 | 46.1 | 46.2 | 46.8 | 44.9 | 46.6 | 45.6 | 44.1 | 46.7 | 44.9 |
| fs* : | 35.1 | 33.7 | 34.2 | 33.7 | 9.6 | 10.6 | 11.1 | 12.8 | 10.9 | 10.7 | 12.8 | 13.1 | 14.9 | 13.1 |
| wo* : | 1.3 | 2.1 | 1.7 | 1.8 | 42.8 | 43.3 | 42.7 | 40.4 | 44.2 | 42.7 | 41.6 | 42.8 | 38.4 | 42.0 |
| OC : | 2 | 2 | 1.5 | 1.5 | 7 | 8.5 | 9.5 | 10.5 | 10 | 10 | 10.5 | 8.5 | 9 | 10 |

| PROBE : | cpx246 8I | cpx246 8R | cpx246 8RM | cpx246 8M | cpx246 9C | cpx246 9RM | opx278 4I | opx278 5gm-C | opx278 7gm | opx278 8gm | opx278 10.1-gm1 | opx278 10.1-gm2 | opx278 10.2CI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 51.33 | 51.12 | 49.57 | 50.29 | 50.98 | 51.37 | 51.79 | 51.44 | 51.30 | 52.04 | 53.07 | 52.05 | 52.82 |
| $TiO_2$ : | 0.39 | 0.60 | 0.78 | 0.60 | 0.34 | 0.45 | 0.25 | 0.17 | 0.28 | 0.20 | 0.28 | 0.34 | 0.48 |
| $Al_2O_3$ : | 1.17 | 2.00 | 3.02 | 2.04 | 1.54 | 1.46 | 0.75 | 0.71 | 0.81 | 0.83 | 0.73 | 0.76 | 0.94 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.02 | ---- | -0 |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.52 | 1.55 | 1.49 | 1.55 | 1.56 | 1.70 | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- |
| $FeO^+$ : | 7.42 | 7.55 | 7.28 | 7.55 | 7.61 | 8.29 | 22.53 | 21.67 | 21.57 | 22.01 | 21.57 | 22.81 | 20.71 |
| MnO : | 0.17 | 0.12 | 0.19 | 0.15 | 0.15 | 0.12 | 0.27 | 0.29 | 0.31 | 0.30 | 0.34 | 0.32 | 0.30 |
| MgO : | 14.66 | 14.00 | 14.10 | 14.63 | 14.18 | 14.80 | 23.08 | 23.60 | 23.29 | 23.35 | 23.39 | 23.18 | 23.60 |
| CaO : | 21.09 | 20.82 | 21.06 | 20.75 | 21.21 | 20.53 | 0.81 | 0.76 | 0.81 | 1.01 | 0.81 | 0.70 | 1.01 |
| $Na_2O$ : | 0.45 | 0.56 | 0.65 | 0.52 | 0.53 | 0.41 | -0 | 0.07 | 0.01 | 0.09 | 0.08 | 0.01 | 0.04 |
| Total : | 98.20 | 98.36 | 98.14 | 98.08 | 98.14 | 99.19 | 99.50 | 98.74 | 98.43 | 99.87 | 100.34 | 100.20 | 99.93 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | |
| en* : | 44.0 | 43.9 | 44.5 | 44.5 | 43.3 | 44.5 | 63.6 | 65.1 | 64.8 | 64.2 | 64.9 | 63.6 | 65.7 |
| fs* : | 12.4 | 13.2 | 12.8 | 12.9 | 13.0 | 13.9 | 34.8 | 33.4 | 33.6 | 33.9 | 33.5 | 35.0 | 32.3 |
| wo* : | 43.6 | 42.9 | 42.7 | 42.6 | 43.7 | 41.6 | 1.6 | 1.5 | 1.6 | 1.9 | 1.6 | 1.4 | 2.0 |
| OC : | 7 | 9.5 | 12.5 | 9.5 | 8 | 7.5 | 2 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 2.5 | 3 |

## Tab. IVb: MIKROSONDENANALYSEN der PYROXENE *cpx 278 – cpx 352*
(& Literaturdaten 1 – 5)

| PROBE : | opx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 10.2C2 | 5.1C | 5.1IR | 5C | 5R-p1 | 5R-p2 | 5R-p3 | 5R-p4 | 5R-p5 | 5R-p6 | 5R-p7 | 5R-p8 | 5R-p9 | 5R-p10 |
| $SiO_2$ : | 53.04 | 49.72 | 50.31 | 51.46 | 50.37 | 51.03 | 50.95 | 51.46 | 51.32 | 51.97 | 50.92 | 51.78 | 52.30 | 52.39 |
| $TiO_2$ : | 0.30 | 0.76 | 0.41 | 0.66 | 0.63 | 0.43 | 0.44 | 0.56 | 0.53 | 0.64 | 0.73 | 0.68 | 0.48 | 0.48 |
| $Al_2O_3$ : | 0.86 | 2.95 | 1.97 | 2.66 | 1.99 | 1.79 | 1.66 | 2.09 | 1.87 | 2.38 | 1.71 | 2.31 | 1.88 | 1.87 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | ---- | ---- | 0.02 | ---- | ---- | ---- | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | 1.66 | 1.61 | 1.53 | 1.65 | 1.89 | 1.77 | 1.69 | 1.57 | 1.56 | 2.00 | 1.49 | 1.58 | 1.62 |
| $FeO^+$ : | 21.21 | 8.11 | 7.85 | 7.48 | 8.04 | 9.21 | 8.58 | 8.25 | 7.63 | 7.66 | 9.75 | 7.25 | 7.69 | 7.90 |
| MnO : | 0.32 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.17 | 0.12 | 0.11 | 0.20 | 0.19 | 0.14 | 0.20 | 0.14 | 0.20 | 0.16 |
| MgO : | 23.50 | 14.56 | 14.21 | 14.18 | 14.21 | 14.46 | 14.32 | 14.01 | 14.60 | 14.19 | 14.56 | 14.19 | 14.17 | 14.63 |
| CaO : | 0.78 | 20.67 | 21.32 | 20.51 | 20.58 | 18.96 | 19.98 | 20.01 | 19.98 | 19.89 | 20.06 | 20.46 | 20.88 | 19.76 |
| $Na_2O$ : | 0.01 | 0.52 | 0.48 | 0.60 | 0.58 | 0.38 | 0.43 | 0.36 | 0.48 | 0.55 | 0.58 | 0.55 | 0.46 | 0.46 |
| Total : | 100.02 | 99.10 | 98.33 | 99.25 | 98.22 | 98.31 | 98.24 | 98.74 | 98.21 | 99.04 | 100.53 | 98.90 | 99.73 | 99.32 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en' : | 65.4 | 44.8 | 43.3 | 45.4 | 43.6 | 45.8 | 44.5 | 45.4 | 45.9 | 46.1 | 42.9 | 45.6 | 44.8 | 46.5 |
| fs' : | 33.1 | 13.9 | 13.4 | 13.4 | 13.8 | 16.3 | 14.9 | 14.9 | 13.4 | 13.9 | 16.1 | 13.0 | 13.6 | 14.0 |
| wo' : | 1.5 | 41.3 | 43.3 | 41.2 | 42.6 | 37.9 | 40.5 | 39.7 | 40.7 | 40.0 | 41.0 | 41.4 | 41.6 | 39.5 |
| OC : | 2.5 | 11.5 | 9 | 10.5 | 10 | 8.5 | 9.5 | 9 | 10 | 9.5 | 10 | | 8.5 | 8.5 |

| PROBE : | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 | cpx278 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 5R-p11 | 5R-p12 | 5R-p13 | 6C1 | 6IR 1 | 6IR 2 | 6M | 9IR | 10.1C | 10.1R | 10.1M | 10.2C | 10.2R 1 | 10.2R 2 |
| $SiO_2$ : | 52.44 | 52.54 | 51.88 | 52.65 | 52.90 | 52.00 | 52.29 | 53.10 | 53.04 | 52.74 | 52.65 | 52.67 | 52.45 | 51.87 |
| $TiO_2$ : | 0.55 | 0.58 | 0.48 | 0.36 | 0.22 | 0.27 | 0.40 | 0.34 | 0.25 | 0.34 | 0.52 | 0.44 | 0.45 | 0.35 |
| $Al_2O_3$ : | 1.67 | 1.63 | 1.64 | 1.58 | 1.43 | 1.52 | 1.36 | 1.41 | 1.72 | 2.02 | 1.56 | 1.67 | 2.40 | 1.91 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.04 | -0 | 0.01 | 0.19 | 0.19 | 0.32 | 0.06 | 0.07 | 0.30 | 0.27 | 0.05 | 0.30 | 0.27 | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.64 | 1.47 | 1.46 | 1.60 | 1.19 | 1.28 | 1.68 | 1.42 | 1.22 | 0.95 | 1.44 | 1.41 | 1.10 | 1.14 |
| $FeO^+$ : | 7.99 | 7.17 | 7.12 | 7.80 | 5.81 | 6.25 | 8.19 | 6.91 | 5.95 | 4.64 | 7.02 | 6.87 | 5.35 | 5.59 |
| MnO : | 0.17 | 0.11 | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.10 | 0.22 | 0.16 | 0.08 | 0.07 | 0.11 | 0.17 | 0.08 | 0.11 |
| MgO : | 14.67 | 14.35 | 14.23 | 15.57 | 15.16 | 15.13 | 15.30 | 14.39 | 14.88 | 16.73 | 14.32 | 16.14 | 15.94 | 16.09 |
| CaO : | 18.72 | 19.99 | 20.56 | 19.38 | 21.23 | 21.01 | 18.88 | 20.68 | 21.60 | 21.18 | 21.07 | 18.64 | 20.32 | 20.58 |
| $Na_2O$ : | 0.48 | 0.48 | 0.50 | 0.39 | 0.40 | 0.43 | 0.46 | 0.52 | 0.38 | 0.30 | 0.48 | 0.39 | 0.40 | 0.41 |
| Total : | 98.37 | 98.32 | 98.10 | 99.75 | 98.72 | 98.32 | 98.87 | 99.04 | 99.45 | 99.27 | 99.24 | 98.73 | 98.78 | 98.05 |
| (Mol%) | | | | | | | | | | | | | | |
| en' : | 47.5 | 46.3 | 45.2 | 48.3 | 47.5 | 47.0 | 47.5 | 45.8 | 47.2 | 51.2 | 45.0 | 51.0 | 50.9 | 49.3 |
| fs' : | 14.5 | 12.9 | 12.6 | 13.5 | 10.2 | 10.8 | 14.2 | 12.3 | 10.5 | 7.9 | 12.3 | 12.1 | 9.5 | 9.6 |
| wo' : | 38.0 | 40.8 | 42.2 | 38.2 | 42.3 | 42.2 | 38.3 | 41.9 | 42.3 | 40.9 | 42.7 | 36.9 | 39.6 | 41.1 |
| OC : | 8.5 | 8 | 8 | 8 | 6.5 | 7.5 | 7.5 | 7.5 | 7.5 | 7.5 | 8 | 8 | 9 | 7.5 |

| PROBE : | cpx278 | cpx352 | cpx352 | cpx352 | CPX -V[1] | CPX -I[2] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 10.2M | 8C 1 | 8C 2 | 8C1 | x | x |
| $SiO_2$ : | 51.17 | 51.30 | 51.20 | 50.53 | 51.61 | 49.71 |
| $TiO_2$ : | 0.73 | 0.72 | 0.71 | 0.66 | 0.28 | 0.34 |
| $Al_2O_3$ : | 2.77 | 3.88 | 3.71 | 3.74 | 2.18 | 2.85 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.03 | 0.25 | 0.19 | ---- | ---- | ---- |
| $Fe_2O_3^+$: | 1.50 | 1.06 | 0.86 | 0.97 | 1.04 | 2.76 |
| $FeO^+$ : | 7.30 | 5.17 | 4.18 | 4.73 | 9.28 | 7.45 |
| MnO : | 0.16 | 0.20 | 0.12 | 0.13 | 0.51 | 0.50 |
| MgO : | 14.36 | 14.68 | 15.18 | 15.17 | 11.29 | 13.35 |
| CaO : | 19.98 | 21.12 | 21.88 | 22.23 | 22.86 | 22.36 |
| $Na_2O$ : | 0.43 | 0.60 | 0.45 | 0.61 | 0.43 | 0.60 |
| Total : | 98.48 | 98.98 | 98.48 | 98.80 | 99.48 | 99.92 |
| (Mol%) | | | | | | |
| en' : | 47.1 | 50.4 | 50.9 | 49.3 | 37.1 | 42.7 |
| fs' : | 13.4 | 9.9 | 7.8 | 8.6 | 17.1 | 13.4 |
| wo' : | 39.5 | 39.7 | 41.3 | 42.1 | 45.8 | 43.9 |
| OC : | 10.5 | 13.5 | 11.5 | 12.5 | 9 | 13.5 |

| PROBE : | opx568 | opx568 | opx568[3] | opx-1[4] | cpx-1[4] | cpx-3[4] | cpx-7[4] | (BEN NEVIS) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 1C | 4R | 5C | x | x | x | x | |
| $SiO_2$ : | 48.07 | 47.82 | 48.29 | 52.39 | 51.94 | 51.83 | 51.67 | |
| $TiO_2$ : | 0.17 | 0.20 | 0.16 | 0.51 | 0.55 | 0.42 | 0.28 | |
| $Al_2O_3$ : | 2.41 | 2.83 | 2.20 | 1.54 | 2.12 | 1.67 | 1.38 | |
| $Cr_2O_3$ : | 0.06 | 0.16 | 0.11 | 0.01 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | |
| $Fe_2O_3^+$: | ---- | ---- | ---- | 0.55 | 1.56 | 2.25 | 0.08 | |
| $FeO^+$ : | 37.90 | 37.00 | 37.56 | 20.72 | 8.08 | 8.55 | 11.63 | |
| MnO : | 0.68 | 0.68 | 0.61 | 0.49 | 0.21 | 0.24 | 0.32 | |
| MgO : | 11.16 | 11.05 | 11.38 | 22.34 | 14.90 | 14.07 | 12.78 | |
| CaO : | 0.20 | 0.17 | 0.17 | 1.42 | 20.83 | 21.04 | 21.42 | |
| $Na_2O$ : | 0.02 | -0 | 0.02 | 0.07 | 0.57 | 0.57 | 0.31 | |
| Total : | 100.69 | 99.93 | 100.53 | 100.04 | 100.81 | 100.67 | 99.90 | |
| (Mol%) | | | | | | | | |
| en' : | 34.3 | 34.6 | 34.9 | 63.9 | 44.7 | 43.2 | 38.5 | |
| fs' : | 65.3 | 65.0 | 64.7 | 33.2 | 13.6 | 14.6 | 19.6 | |
| wo' : | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 2.9 | 41.7 | 42.2 | 41.9 | |
| OC : | 7 | 8 | 6.5 | 5.5 | 9.5 | 9.5 | 5 | |

1,2: MUIR, 1953a(p186) & 1953b(p416); 3: PATTISON, 1984(pers.comm.); 4: HASLAM, 1968(p98);

## Tab. IVc: KATIONENFORMELN der PYROXENPAARE *opx 22 – cpx 98*

| PROBE : | opx22 3.1 | opx22 3.2 | ----- | cpx22 5.1 C | cpx22 5.2 C | opx89 12 C1 | ----- | cpx89 4C 1 | cpx89 4C 2 | opx89 2gm-C2 | opx89 11R | ----- | cpx89 9RM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.932 | 1.974 | | 1.954 | 1.952 | 1.932 | | 1.916 | 1.897 | 1.935 | 1.947 | | 1.936 |
| $^{IV}Al$ : | 0.044 | 0.040 | | 0.046 | 0.048 | 0.030 | | 0.084 | 0.103 | 0.036 | 0.029 | | 0.036 |
| $^{VI}Al$ : | ----- | 0.014 | | 0.024 | 0.033 | ----- | | 0.031 | 0.002 | ----- | ----- | | ----- |
| Ti : | 0.007 | 0.006 | | 0.009 | 0.009 | 0.008 | | 0.020 | 0.017 | 0.008 | 0.005 | | 0.005 |
| Cr : | -0 | -0 | | 0.002 | 0.004 | 0.001 | | ----- | 0.001 | ----- | ----- | | -0 |
| $Fe^3_F$: | 0.035 | 0.027 | | 0.035 | 0.037 | 0.031 | | 0.041 | 0.040 | 0.033 | 0.032 | | 0.047 |
| $Fe^2_F$: | 0.803 | 0.615 | | 0.190 | 0.204 | 0.696 | | 0.222 | 0.220 | 0.749 | 0.721 | | 0.258 |
| Mn : | 0.014 | 0.011 | | 0.003 | 0.006 | 0.014 | | 0.005 | 0.006 | 0.010 | 0.012 | | 0.007 |
| Mg : | 1.142 | 1.237 | | 0.845 | 0.818 | 1.271 | | 0.777 | 0.814 | 1.203 | 1.235 | | 0.813 |
| Ca : | 0.036 | 0.070 | | 0.852 | 0.843 | 0.040 | | 0.867 | 0.889 | 0.041 | 0.030 | | 0.890 |
| Na : | 0.003 | 0.005 | | 0.036 | 0.040 | 0.001 | | 0.038 | 0.035 | 0.003 | -0 | | 0.035 |
| SUM : | 4.021 | 3.988 | | 4.000 | 3.997 | 4.028 | | 4.004 | 4.024 | 4.022 | 4.015 | | 4.027 |
| Z : | 1.976 | 2.000 | | 2.000 | 2.000 | 1.962 | | 2.000 | 2.000 | 1.971 | 1.976 | | 1.972 |
| Y : | 2.006 | 1.913 | | 1.112 | 1.114 | 2.025 | | 1.099 | 1.100 | 2.007 | 2.009 | | 1.130 |
| X : | 0.039 | 0.075 | | 0.888 | 0.883 | 0.041 | | 0.905 | 0.924 | 0.044 | 0.030 | | 0.925 |
| $x_{Fe}$ : | 0.41 | 0.33 | | 0.18 | 0.20 | 0.35 | | 0.22 | 0.21 | 0.38 | 0.36 | | 0.24 |
| en* : | 57.7 | 64.4 | | 46.6 | 46.2 | 63.3 | | 44.1 | 43.8 | 60.4 | 62.2 | | 41.5 |
| fs* : | 40.5 | 31.9 | | 10.4 | 11.5 | 34.7 | | 12.6 | 11.8 | 37.5 | 36.3 | | 13.1 |
| wo* : | 1.8 | 3.7 | | 43.0 | 42.3 | 2.0 | | 43.3 | 44.4 | 2.1 | 1.5 | | 45.4 |
| OC : mole% | 5 | 4 | | 7.5 | 8.5 | 4 | | 10.5 | 10 | 4 | 3.5 | | 6.5 |

| PROBE : | opx89 12M | ----- | cpx89 12R | opx98 6C 1 | opx98 6C 2 | opx98 6C 3 | ----- | cpx98 2C | opx98 3I 1 | ----- | cpx98 3IR 1 | opx98 3RM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.921 | | 1.950 | 1.943 | 1.926 | 1.931 | | 1.985 | 1.932 | | 1.940 | 1.934 |
| $^{IV}Al$ : | 0.038 | | 0.035 | 0.043 | 0.040 | 0.039 | | 0.015 | 0.045 | | 0.060 | 0.031 |
| $^{VI}Al$ : | ----- | | ----- | ----- | ----- | ----- | | 0.090 | ----- | | 0.007 | ----- |
| Ti : | 0.018 | | 0.006 | 0.007 | 0.004 | 0.019 | | 0.013 | 0.005 | | 0.011 | 0.015 |
| Cr : | -0 | | -0 | ----- | ----- | ----- | | 0.015 | ----- | | ----- | -0 |
| $Fe^3_F$: | 0.030 | | 0.047 | 0.029 | 0.030 | 0.027 | | 0.030 | 0.029 | | 0.053 | 0.029 |
| $Fe^2_F$: | 0.688 | | 0.257 | 0.668 | 0.672 | 0.647 | | 0.164 | 0.659 | | 0.290 | 0.666 |
| Mn : | 0.014 | | 0.004 | 0.007 | 0.009 | 0.007 | | 0.004 | 0.008 | | 0.004 | 0.014 |
| Mg : | 1.261 | | 0.811 | 1.282 | 1.308 | 1.272 | | 0.723 | 1.270 | | 0.825 | 1.279 |
| Ca : | 0.050 | | 0.869 | 0.029 | 0.038 | 0.067 | | 0.862 | 0.071 | | 0.778 | 0.047 |
| Na : | 0.003 | | 0.032 | -0 | 0.002 | -0 | | 0.040 | 0.002 | | 0.030 | -0 |
| SUM : | 4.027 | | 4.011 | 4.012 | 4.034 | 4.014 | | 3.945 | 4.025 | | 3.998 | 4.018 |
| Z : | 1.959 | | 1.985 | 1.986 | 1.966 | 1.970 | | 2.000 | 1.977 | | 2.000 | 1.965 |
| Y : | 2.015 | | 1.125 | 1.997 | 2.028 | 1.977 | | 1.043 | 1.975 | | 1.190 | 2.006 |
| X : | 0.053 | | 0.901 | 0.029 | 0.040 | 0.067 | | 0.902 | 0.073 | | 0.808 | 0.047 |
| $x_{Fe}$ : | 0.35 | | 0.24 | 0.34 | 0.33 | 0.33 | | 0.18 | 0.34 | | 0.26 | 0.34 |
| en* : | 63.1 | | 42.4 | 64.8 | 64.8 | 64.1 | | 47.3 | 63.5 | | 45.4 | 64.2 |
| fs* : | 34.4 | | 13.4 | 33.8 | 33.3 | 32.5 | | 10.7 | 32.9 | | 15.9 | 33.4 |
| wo* : | 2.5 | | 44.2 | 1.4 | 1.9 | 3.4 | | 42.0 | 3.6 | | 38.7 | 2.4 |
| OC : mole% | 5 | | 6 | 4 | 4 | 4.5 | | 10 | 4 | | 8 | 4 |

| PROBE : | cpx98 3IR 5 | opx98 3M 3 | ----- | cpx98 3IR 2 | opx98 3gm 1 | opx98 3gm 2 | ----- | cpx98 3M | opx98 av=77 | ..... | cpx98 av=19 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.971 | 1.922 | | 1.922 | 1.977 | 1.930 | | 1.934 | 1.960 | | 1.942 |
| $^{IV}Al$ : | 0.029 | 0.029 | | 0.053 | 0.023 | 0.045 | | 0.066 | 0.040 | | 0.058 |
| $^{VI}Al$ : | 0.032 | ----- | | ----- | 0.001 | ----- | | 0.005 | 0.003 | | 0.031 |
| Ti : | 0.011 | 0.009 | | 0.004 | 0.011 | 0.009 | | 0.018 | 0.011 | | 0.013 |
| Cr : | -0 | 0.001 | | ----- | -0 | 0.003 | | 0.002 | -0 | | 0.005 |
| $Fe^3_F$: | 0.050 | 0.030 | | 0.059 | 0.030 | 0.031 | | 0.051 | 0.031 | | 0.050 |
| $Fe^2_F$: | 0.273 | 0.687 | | 0.323 | 0.704 | 0.718 | | 0.280 | 0.620 | | 0.245 |
| Mn : | 0.007 | 0.015 | | 0.004 | 0.015 | 0.015 | | 0.006 | 0.011 | | 0.006 |
| Mg : | 0.738 | 1.291 | | 0.820 | 1.183 | 1.217 | | 0.814 | 1.260 | | 0.773 |
| Ca : | 0.830 | 0.047 | | 0.814 | 0.034 | 0.046 | | 0.787 | 0.054 | | 0.830 |
| Na : | 0.032 | -0 | | 0.027 | -0 | -0 | | 0.034 | 0.001 | | 0.035 |
| SUM : | 3.977 | 4.036 | | 4.027 | 3.982 | 4.019 | | 3.997 | 3.992 | | 3.990 |
| Z : | 2.000 | 1.951 | | 1.975 | 2.000 | 1.975 | | 2.000 | 2.000 | | 2.000 |
| Y : | 1.115 | 2.038 | | 1.211 | 1.948 | 1.998 | | 2.176 | 1.937 | | 1.125 |
| X : | 0.862 | 0.047 | | 0.841 | 0.034 | 0.046 | | 0.821 | 0.055 | | 0.861 |
| $x_{Fe}$ : | 0.27 | 0.34 | | 0.28 | 0.37 | 0.37 | | 0.25 | 0.33 | | 0.24 |
| en* : | 42.6 | 63.8 | | 43.0 | 61.6 | 61.4 | | 44.9 | 65.2 | | 44.6 |
| fs* : | 15.7 | 33.9 | | 16.9 | 36.6 | 36.2 | | 15.4 | 32.0 | | 14.1 |
| wo* : | 41.7 | 2.3 | | 40.1 | 1.8 | 2.3 | | 39.7 | 2.8 | | 41.3 |
| OC : mole% | 8 | 4 | | 7 | 4 | 5 | | 9 | 4.5 | | 9.5 |

# Tab. IVc: KATIONENFORMELN der PYROXENPAARE *opx 99 – opx 167*

| PROBE : | opx99 4I 1 | opx99 4I 2 | opx99 4I 3 | ----- | cpx99 4CI | cpx99 4I | opx99 7C 1 | opx99 7C 2 | ----- | cpx99 6C | cpx99 6CI | opx99 7RM 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.940 | 1.932 | 1.948 | | 1.930 | 1.906 | 1.934 | 1.947 | | 1.919 | 1.916 | 1.932 |
| $^{IV}$Al : | 0.034 | 0.040 | 0.034 | | 0.069 | 0.074 | 0.034 | 0.032 | | 0.081 | 0.084 | 0.041 |
| $^{VI}$Al : | ----- | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | ----- | | 0.023 | 0.019 | ----- |
| Ti : | 0.014 | 0.006 | 0.019 | | 0.013 | 0.009 | 0.008 | 0.008 | | 0.020 | 0.021 | 0.009 |
| Cr : | ----- | ----- | ----- | | 0.010 | 0.011 | -0 | ----- | | 0.003 | ----- | ----- |
| $Fe^3$F: | 0.025 | 0.026 | 0.024 | | 0.040 | 0.042 | 0.026 | 0.025 | | 0.036 | 0.035 | 0.027 |
| $Fe^2$F: | 0.574 | 0.596 | 0.566 | | 0.221 | 0.229 | 0.604 | 0.589 | | 0.195 | 0.192 | 0.608 |
| Mn : | 0.011 | 0.011 | 0.011 | | 0.005 | 0.006 | 0.013 | 0.012 | | 0.005 | 0.005 | 0.016 |
| Mg : | 1.320 | 1.375 | 1.323 | | 0.884 | 0.912 | 1.363 | 1.372 | | 0.825 | 0.866 | 1.355 |
| Ca : | 0.088 | 0.036 | 0.071 | | 0.800 | 0.808 | 0.042 | 0.025 | | 0.856 | 0.833 | 0.031 |
| Na : | 0.005 | -0 | -0 | | 0.036 | 0.036 | -0 | -0 | | 0.040 | 0.034 | 0.004 |
| SUM : | 4.017 | 4.026 | 4.001 | | 4.013 | 4.035 | 4.027 | 4.014 | | 4.003 | 4.010 | 4.025 |
| Z : | 1.974 | 1.972 | 1.982 | | 1.999 | 1.980 | 1.968 | 1.979 | | 2.000 | 2.000 | 1.973 |
| Y : | 1.950 | 2.018 | 1.948 | | 1.178 | 1.213 | 2.017 | 2.010 | | 1.107 | 1.143 | 2.017 |
| X : | 0.093 | 0.036 | 0.071 | | 0.836 | 0.842 | 0.042 | 0.025 | | 0.896 | 0.867 | 0.035 |
| xFe : | 0.30 | 0.30 | 0.29 | | 0.20 | 0.20 | 0.30 | 0.30 | | 0.19 | 0.18 | 0.30 |
| en* : | 66.6 | 68.5 | 67.5 | | 47.7 | 47.7 | 67.9 | 69.1 | | 46.3 | 47.7 | 68.0 |
| fs* : | 28.9 | 29.7 | 28.9 | | 11.9 | 11.9 | 30.0 | 29.6 | | 10.9 | 10.5 | 30.4 |
| wo* : | 4.5 | 1.8 | 3.6 | | 40.4 | 40.4 | 2.1 | 1.3 | | 42.8 | 41.8 | 1.5 |
| OC : mole% | 4 | 4 | 4 | | 8.5 | 8.5 | 4 | 3.5 | | 10 | 9.5 | 4.5 |

| PROBE : | cpx99 7IR 1 | cpx99 7IR 3 | opx99 7M | ----- | cpx99 7IR 5 | opx99 5gm 1 | opx99 5gm 2 | ----- | cpx99 7M 1 | cpx99 7M 5 | cpx99 7M 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.927 | 1.929 | 1.951 | | 1.916 | 1.954 | 1.979 | | 1.928 | 1.923 | 1.929 |
| $^{IV}$Al : | 0.077 | 0.071 | 0.027 | | 0.084 | 0.028 | 0.021 | | 0.072 | 0.069 | 0.071 |
| $^{VI}$Al : | 0.008 | 0.010 | ----- | | 0.005 | ----- | 0.017 | | 0.006 | ----- | 0.010 |
| Ti : | 0.018 | 0.020 | 0.006 | | 0.019 | 0.007 | 0.009 | | 0.015 | 0.015 | 0.019 |
| Cr : | ----- | -0 | 0.003 | | 0.001 | ----- | -0 | | ----- | -0 | -0 |
| $Fe^3$F: | 0.043 | 0.041 | 0.027 | | 0.045 | 0.028 | 0.025 | | 0.046 | 0.044 | 0.047 |
| $Fe^2$F: | 0.234 | 0.222 | 0.624 | | 0.248 | 0.629 | 0.583 | | 0.250 | 0.239 | 0.255 |
| Mn : | 0.006 | 0.008 | 0.012 | | 0.008 | 0.012 | 0.016 | | 0.008 | 0.007 | 0.008 |
| Mg : | 0.817 | 0.839 | 1.327 | | 0.824 | 1.309 | 1.283 | | 0.824 | 0.821 | 0.809 |
| Ca : | 0.839 | 0.823 | 0.033 | | 0.821 | 0.038 | 0.039 | | 0.820 | 0.862 | 0.816 |
| Na : | 0.045 | 0.043 | -0 | | 0.038 | -0 | 0.002 | | 0.040 | 0.037 | 0.036 |
| SUM : | 4.014 | 4.010 | 4.013 | | 4.014 | 4.009 | 3.979 | | 4.013 | 4.018 | 4.000 |
| Z : | 2.000 | 2.000 | 1.978 | | 2.000 | 1.982 | 2.000 | | 2.000 | 1.992 | 2.000 |
| Y : | 1.130 | 1.144 | 2.002 | | 1.155 | 1.989 | 1.938 | | 1.153 | 1.127 | 1.148 |
| X : | 0.884 | 0.866 | 0.033 | | 0.859 | 0.038 | 0.041 | | 0.860 | 0.899 | 0.852 |
| xFe : | 0.22 | 0.20 | 0.31 | | 0.23 | 0.32 | 0.31 | | 0.23 | 0.22 | 0.23 |
| en* : | 44.4 | 45.7 | 66.9 | | 45.0 | 66.2 | 67.4 | | 44.8 | 43.5 | 44.6 |
| fs* : | 12.7 | 12.0 | 31.4 | | 13.5 | 31.9 | 30.6 | | 13.5 | 12.6 | 14.0 |
| wo* : | 42.9 | 42.3 | 1.7 | | 41.5 | 1.9 | 2.0 | | 41.7 | 43.9 | 41.4 |
| OC : mole% | 9.5 | 9.5 | 3.5 | | 10 | 3.5 | 4.5 | | 9 | 8.5 | 9.5 |

| PROBE : | opx99 7gm | ----- | cpx99 4gm | opx167 6CI | ----- | cpx167 1C 1 | cpx167 1C 2 | cpx167 1I | opx167 7gm-C | ----- | cpx167 1M | opx167 2gm 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.959 | | 1.940 | 1.949 | | 1.867 | 1.901 | 1.879 | 1.936 | | 1.934 | 1.931 |
| $^{IV}$Al : | 0.030 | | 0.060 | 0.044 | | 0.133 | 0.099 | 0.121 | 0.035 | | 0.066 | 0.031 |
| $^{VI}$Al : | ----- | | 0.004 | ----- | | 0.028 | 0.041 | 0.029 | ----- | | 0.011 | ----- |
| Ti : | 0.006 | | 0.015 | 0.016 | | 0.026 | 0.017 | 0.015 | 0.015 | | 0.010 | 0.013 |
| Cr : | -0 | | 0.001 | 0.001 | | 0.012 | ----- | 0.010 | -0 | | ----- | ----- |
| $Fe^3$F: | 0.028 | | 0.046 | 0.028 | | 0.033 | 0.034 | 0.034 | 0.031 | | 0.049 | 0.032 |
| $Fe^2$F: | 0.636 | | 0.253 | 0.637 | | 0.180 | 0.185 | 0.183 | 0.697 | | 0.267 | 0.734 |
| Mn : | 0.013 | | 0.008 | 0.013 | | 0.003 | 0.006 | 0.003 | 0.014 | | 0.007 | 0.011 |
| Mg : | 1.293 | | 0.823 | 1.251 | | 0.807 | 0.820 | 0.809 | 1.218 | | 0.803 | 1.219 |
| Ca : | 0.036 | | 0.816 | 0.051 | | 0.888 | 0.871 | 0.897 | 0.064 | | 0.822 | 0.047 |
| Na : | -0 | | 0.034 | 0.005 | | 0.034 | 0.033 | 0.044 | 0.001 | | 0.033 | -0 |
| SUM : | 4.005 | | 4.000 | 3.999 | | 4.011 | 4.010 | 4.024 | 4.014 | | 4.002 | 4.022 |
| Z : | 1.989 | | 2.000 | 1.993 | | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.971 | | 2.000 | 1.962 |
| Y : | 1.980 | | 1.150 | 1.950 | | 1.089 | 1.106 | 1.083 | 1.978 | | 2.147 | 2.013 |
| X : | 0.036 | | 0.850 | 0.056 | | 0.922 | 0.904 | 0.941 | 0.065 | | 0.855 | 0.047 |
| xFe : | 0.32 | | 0.23 | 0.33 | | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.36 | | 0.24 | 0.37 |
| en* : | 65.8 | | 44.9 | 64.5 | | 46.8 | 46.9 | 46.5 | 61.6 | | 44.4 | 61.0 |
| fs* : | 32.4 | | 13.8 | 32.8 | | 10.4 | 10.5 | 10.5 | 35.2 | | 14.7 | 36.6 |
| wo* : | 1.8 | | 41.3 | 2.7 | | 42.8 | 42.6 | 43.0 | 3.2 | | 40.9 | 2.4 |
| OC : mole% | 3.5 | | 8 | 5 | | 13.5 | 11.5 | 12.5 | 4.5 | | 8.5 | 4 |

# Tab. IVc: KATIONENFORMELN der PYROXENPAARE *opx 167 – cpx 224*

| PROBE : | opx167 2gm 2 | ----- | cpx167 2RM 2 | cpx167 2M | opx167 4gm-R1 | opx167 4gm-R2 | opx167 4gm-R3 | ----- | cpx167 3M | opx167 av=I6 | ..... | cpx167 av=I7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.931 | | 1.900 | 1.909 | 1.948 | 1.945 | 1.945 | | 1.924 | 1.944 | | 1.907 |
| $^{IV}$Al : | 0.034 | | 0.100 | 0.091 | 0.040 | 0.034 | 0.039 | | 0.073 | 0.037 | | 0.093 |
| $^{VI}$Al : | ----- | | 0.015 | 0.028 | ----- | ----- | ----- | | ----- | ----- | | 0.025 |
| Ti : | 0.011 | | 0.016 | 0.018 | 0.011 | 0.013 | 0.010 | | 0.013 | 0.014 | | 0.019 |
| Cr : | ----- | | ----- | ----- | -0 | ----- | ----- | | ----- | -0 | | 0.009 |
| $Fe^3$F: | 0.034 | | 0.041 | 0.044 | 0.030 | 0.030 | 0.031 | | 0.048 | 0.034 | | 0.042 |
| $Fe^2$F: | 0.767 | | 0.222 | 0.239 | 0.684 | 0.694 | 0.699 | | 0.259 | 0.678 | | 0.204 |
| Mn : | 0.012 | | 0.005 | 0.005 | 0.012 | 0.010 | 0.012 | | 0.006 | 0.013 | | 0.005 |
| Mg : | 1.186 | | 0.844 | 0.831 | 1.222 | 1.220 | 1.209 | | 0.781 | 1.230 | | 0.825 |
| Ca : | 0.044 | | 0.840 | 0.801 | 0.052 | 0.053 | 0.061 | | 0.875 | 0.057 | | 0.845 |
| Na : | 0.001 | | 0.039 | 0.040 | 0.003 | -0 | -0 | | 0.036 | 0.002 | | 0.035 |
| SUM : | 4.023 | | 4.022 | 4.010 | 4.006 | 4.007 | 4.008 | | 4.015 | 4.008 | | 4.008 |
| Z : | 1.965 | | 2.000 | 2.000 | 1.988 | 1.982 | 1.984 | | 1.997 | 1.981 | | 2.000 |
| Y : | 2.013 | | 1.143 | 1.169 | 1.963 | 1.972 | 1.963 | | 1.107 | 1.968 | | 1.128 |
| X : | 0.045 | | 0.879 | 0.841 | 0.055 | 0.053 | 0.061 | | 0.911 | 0.059 | | 0.880 |
| xFe : | 0.39 | | 0.20 | 0.22 | 0.35 | 0.36 | 0.36 | | 0.24 | 0.36 | | 0.20 |
| en* : | 59.4 | | 46.1 | 46.6 | 62.4 | 62.0 | 61.4 | | 42.0 | 62.6 | | 46.3 |
| fs* : | 38.4 | | 12.1 | 13.4 | 34.9 | 35.3 | 35.5 | | 13.9 | 34.5 | | 11.4 |
| wo* : | 2.2 | | 41.8 | 40.0 | 2.7 | 2.7 | 3.1 | | 44.0 | 2.9 | | 42.3 |
| OC : mole% | 4.5 | | 10.5 | 11 | 4.5 | 4.5 | 4.5 | | 8.5 | 4.5 | | 11 |

| PROBE : | opx224 5C 1 | opx224 5C 2 | ----- | cpx224 3IR 1 | cpx224 3IR 2 | opx224 3CI 1 | opx224 3CI 2 | ----- | cpx224 3R | opx224 1R 3 | ----- | cpx224 1I 1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.936 | 1.942 | | 1.913 | 1.953 | 1.954 | 1.917 | | 1.935 | 1.939 | | 1.928 |
| $^{IV}$Al : | 0.044 | 0.024 | | 0.084 | 0.044 | 0.044 | 0.042 | | 0.065 | 0.048 | | 0.072 |
| $^{VI}$Al : | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | ----- | | 0.004 | ----- | | 0.012 |
| Ti : | 0.008 | 0.002 | | 0.021 | 0.004 | 0.011 | 0.009 | | 0.014 | 0.008 | | 0.017 |
| Cr : | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | 0.002 | | 0.002 | -0 | | 0.002 |
| $Fe^3$F: | 0.026 | 0.028 | | 0.042 | 0.045 | 0.027 | 0.029 | | 0.046 | 0.029 | | 0.047 |
| $Fe^2$F: | 0.606 | 0.645 | | 0.230 | 0.246 | 0.626 | 0.652 | | 0.251 | 0.655 | | 0.255 |
| Mn : | 0.010 | 0.011 | | 0.004 | 0.006 | 0.012 | 0.011 | | 0.005 | 0.012 | | 0.006 |
| Mg : | 1.288 | 1.344 | | 0.810 | 0.825 | 1.291 | 1.306 | | 0.824 | 1.256 | | 0.804 |
| Ca : | 0.096 | 0.028 | | 0.872 | 0.850 | 0.030 | 0.063 | | 0.822 | 0.063 | | 0.822 |
| Na : | 0.003 | -0 | | 0.041 | 0.037 | -0 | -0 | | 0.036 | -0 | | 0.036 |
| SUM : | 4.021 | 4.028 | | 4.017 | 4.011 | 3.999 | 4.035 | | 4.004 | 4.013 | | 4.001 |
| Z : | 1.980 | 1.966 | | 1.997 | 1.997 | 1.998 | 1.959 | | 2.000 | 1.987 | | 2.000 |
| Y : | 1.942 | 2.034 | | 1.107 | 1.127 | 1.969 | 2.013 | | 1.146 | 1.963 | | 1.143 |
| X : | 0.099 | 0.028 | | 0.913 | 0.887 | 0.030 | 0.063 | | 0.858 | 0.063 | | 0.858 |
| xFe : | 0.31 | 0.32 | | 0.22 | 0.22 | 0.32 | 0.33 | | 0.23 | 0.34 | | 0.24 |
| en* : | 64.7 | 66.6 | | 43.1 | 43.7 | 66.3 | 64.6 | | 44.8 | 63.6 | | 44.5 |
| fs* : | 30.4 | 32.0 | | 12.2 | 13.0 | 32.2 | 32.2 | | 13.6 | 33.2 | | 14.1 |
| wo* : | 4.9 | 1.4 | | 44.7 | 43.3 | 1.5 | 3.2 | | 41.6 | 3.2 | | 41.4 |
| OC : mole% | 4.5 | 3 | | 9.5 | 6.5 | 4.5 | 4.5 | | 8.5 | 4.5 | | 9.5 |

| PROBE : | opx224 1R 1 | opx224 1R 2 | ----- | cpx224 1R | opx224 3M 2 | ----- | cpx224 3M | opx224 5M 2 | ----- | cpx224 5RM 1 | cpx224 5RM 2 | cpx224 6.2gm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.921 | 1.906 | | 1.909 | 1.914 | | 1.946 | 1.952 | | 1.924 | 1.959 | 1.918 |
| $^{IV}$Al : | 0.045 | 0.048 | | 0.066 | 0.032 | | 0.054 | 0.036 | | 0.056 | 0.032 | 0.065 |
| $^{VI}$Al : | ----- | ----- | | ----- | ----- | | 0.008 | ----- | | ----- | ----- | ----- |
| Ti : | 0.006 | 0.015 | | 0.012 | 0.010 | | 0.013 | 0.007 | | 0.010 | 0.005 | 0.011 |
| Cr : | ----- | ----- | | ----- | ----- | | -0 | -0 | | 0.001 | -0 | ----- |
| $Fe^3$F: | 0.028 | 0.029 | | 0.052 | 0.030 | | 0.048 | 0.029 | | 0.047 | 0.044 | 0.044 |
| $Fe^2$F: | 0.642 | 0.654 | | 0.284 | 0.687 | | 0.261 | 0.663 | | 0.259 | 0.240 | 0.240 |
| Mn : | 0.010 | 0.011 | | 0.007 | 0.012 | | 0.006 | 0.012 | | 0.009 | 0.006 | 0.006 |
| Mg : | 1.314 | 1.311 | | 0.867 | 1.300 | | 0.821 | 1.252 | | 0.819 | 0.817 | 0.837 |
| Ca : | 0.067 | 0.062 | | 0.798 | 0.052 | | 0.806 | 0.051 | | 0.866 | 0.871 | 0.868 |
| Na : | -0 | -0 | | 0.036 | -0 | | 0.035 | -0 | | 0.033 | 0.035 | 0.043 |
| SUM : | 4.035 | 4.038 | | 4.031 | 4.042 | | 3.998 | 4.006 | | 4.024 | 4.009 | 4.036 |
| Z : | 1.966 | 1.954 | | 1.975 | 1.946 | | 2.000 | 1.988 | | 1.980 | 1.991 | 1.901 |
| Y : | 2.002 | 2.023 | | 1.222 | 2.044 | | 1.157 | 1.967 | | 1.145 | 1.112 | 1.224 |
| X : | 0.067 | 0.062 | | 0.834 | 0.052 | | 0.841 | 0.051 | | 0.899 | 0.906 | 0.911 |
| xFe : | 0.32 | 0.33 | | 0.24 | 0.34 | | 0.24 | 0.34 | | 0.24 | 0.22 | 0.22 |
| en* : | 65.0 | 64.7 | | 45.0 | 63.7 | | 44.9 | 63.7 | | 42.9 | 42.9 | 43.2 |
| fs* : | 31.7 | 32.2 | | 14.7 | 33.7 | | 14.2 | 33.7 | | 13.5 | 12.6 | 12.3 |
| wo* : | 3.3 | 3.1 | | 40.3 | 2.6 | | 40.9 | 2.6 | | 43.6 | 44.5 | 44.5 |
| OC : mole% | 4 | 5 | | 8.5 | 4 | | 8 | 4 | | 7.5 | 6 | 8.5 |

# Tab. IVc: KATIONENFORMELN der PYROXENPAARE *cpx 224 – cpx 278*

| PROBE : | cpx224 6.3gm | opx246 7IR 1 | opx246 7IR 2 | ----- | cpx246 8I | opx246 3gm-C | opx246 3gm-IR | ----- | cpx246 3.1gm-C | cpx246 3.2gm | opx278 5gm-C | ----- | cpx278 5IR-p |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.941 | 1.948 | 1.964 | | 1.930 | 1.938 | 1.936 | | 1.938 | 1.945 | 1.938 | | 1.943 |
| IVAl : | 0.059 | 0.026 | 0.023 | | 0.051 | 0.042 | 0.031 | | 0.062 | 0.055 | 0.031 | | 0.057 |
| VIAl : | ----- | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | | 0.015 | 0.025 | ----- | | 0.026 |
| Ti : | 0.010 | 0.007 | 0.004 | | 0.011 | 0.009 | 0.008 | | 0.012 | 0.016 | 0.004 | | 0.015 |
| Cr : | -0 | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | | ----- | ----- | ----- | | -0 |
| $Fe^3$F: | 0.049 | 0.029 | 0.028 | | 0.049 | 0.029 | 0.030 | | 0.044 | 0.049 | 0.029 | | 0.046 |
| $Fe^2$F: | 0.269 | 0.663 | 0.646 | | 0.269 | 0.667 | 0.685 | | 0.240 | 0.267 | 0.653 | | 0.252 |
| Mn : | 0.007 | 0.003 | 0.008 | | 0.005 | 0.007 | 0.008 | | 0.005 | 0.004 | 0.009 | | 0.005 |
| Mg : | 0.807 | 1.301 | 1.290 | | 0.821 | 1.282 | 1.295 | | 0.808 | 0.832 | 1.325 | | 0.804 |
| Ca : | 0.827 | 0.035 | 0.036 | | 0.850 | 0.035 | 0.027 | | 0.841 | 0.756 | 0.030 | | 0.805 |
| Na : | 0.040 | -0 | 0.001 | | 0.032 | 0.001 | -0 | | 0.040 | 0.038 | 0.005 | | 0.035 |
| SUM : | 4.009 | 4.015 | 4.004 | | 4.023 | 4.015 | 4.024 | | 4.008 | 3.987 | 4.028 | | 3.993 |
| Z : | 2.000 | 1.974 | 1.987 | | 1.981 | 1.980 | 1.967 | | 2.000 | 2.000 | 1.969 | | 2.000 |
| Y : | 1.142 | 2.006 | 1.980 | | 1.160 | 1.999 | 2.030 | | 1.127 | 1.203 | 2.024 | | 1.153 |
| X : | 0.867 | 0.035 | 0.037 | | 0.882 | 0.036 | 0.027 | | 0.881 | 0.794 | 0.035 | | 0.840 |
| xFe : | 0.25 | 0.33 | 0.33 | | 0.24 | 0.34 | 0.34 | | 0.22 | 0.24 | 0.33 | | 0.23 |
| en* : | 43.4 | 65.1 | 65.4 | | 44.0 | 64.6 | 64.6 | | 44.1 | 46.7 | 66.0 | | 45.4 |
| fs* : | 14.4 | 33.2 | 32.8 | | 12.4 | 33.6 | 34.1 | | 13.1 | 14.9 | 32.5 | | 14.2 |
| wo* : | 42.2 | 1.7 | 1.8 | | 43.6 | 1.8 | 1.3 | | 42.8 | 38.4 | 1.5 | | 40.4 |
| OC : mole% | 8 | 3 | 3 | | 7 | 4 | 3.5 | | 8.5 | 9 | 3.5 | | 9 |

| PROBE : | opx278 10.2C1 | opx278 10.2C2 | ----- | cpx278 10.1M | cpx278 10.2M | opx278 7gm | opx278 8gm | ----- | cpx278 6M | +opx--1 x | ..... | +cpx--1 x |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 6 oxy. | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 1.953 | 1.960 | | 1.963 | 1.924 | 1.939 | 1.938 | | 1.959 | 1.945 | | 1.920 |
| IVAl : | 0.040 | 0.034 | | 0.037 | 0.076 | 0.036 | 0.040 | | 0.041 | 0.055 | | 0.080 |
| VIAl : | ----- | ----- | | 0.031 | 0.047 | ----- | ----- | | 0.019 | 0.012 | | 0.012 |
| Ti : | 0.013 | 0.008 | | 0.014 | 0.020 | 0.007 | 0.005 | | 0.011 | 0.014 | | 0.015 |
| Cr : | -0 | -0 | | 0.001 | -0 | ----- | ----- | | 0.001 | -0 | | 0.001 |
| $Fe^3$F: | 0.027 | 0.027 | | 0.040 | 0.042 | 0.029 | 0.029 | | 0.047 | 0.015 | | 0.043 |
| $Fe^2$F: | 0.613 | 0.627 | | 0.218 | 0.229 | 0.652 | 0.656 | | 0.256 | 0.643 | | 0.249 |
| Mn : | 0.009 | 0.010 | | 0.003 | 0.005 | 0.009 | 0.009 | | 0.006 | 0.015 | | 0.006 |
| Mg : | 1.300 | 1.294 | | 0.795 | 0.804 | 1.312 | 1.296 | | 0.854 | 1.236 | | 0.821 |
| Ca : | 0.040 | 0.030 | | 0.841 | 0.805 | 0.032 | 0.040 | | 0.757 | 0.056 | | 0.825 |
| Na : | 0.002 | -0 | | 0.035 | 0.031 | -0 | 0.006 | | 0.034 | 0.005 | | 0.040 |
| SUM : | 4.000 | 3.998 | | 3.978 | 3.983 | 4.020 | 4.023 | | 3.991 | 3.996 | | 4.016 |
| Z : | 1.993 | 1.997 | | 2.000 | 2.000 | 1.975 | 1.978 | | 2.000 | 2.000 | | 2.000 |
| Y : | 1.965 | 1.971 | | 1.102 | 1.147 | 2.013 | 1.999 | | 1.200 | 1.935 | | 1.152 |
| X : | 0.042 | 0.030 | | 0.876 | 0.836 | 0.032 | 0.046 | | 0.791 | 0.061 | | 0.865 |
| xFe : | 0.32 | 0.32 | | 0.21 | 0.22 | 0.33 | 0.33 | | 0.23 | 0.34 | | 0.23 |
| en* : | 66.6 | 66.3 | | 45.0 | 47.1 | 65.7 | 65.1 | | 47.5 | 63.9 | | 44.7 |
| fs* : | 31.4 | 32.1 | | 12.3 | 13.4 | 32.7 | 32.9 | | 14.2 | 33.2 | | 13.6 |
| wo* : | 2.0 | 1.6 | | 42.7 | 39.5 | 1.6 | 2.0 | | 38.3 | 2.9 | | 41.7 |
| OC : mole% | 4.5 | 4 | | 8 | 10.5 | 4 | 4 | | 7.5 | 5.5 | | 9.5 |

+Ben Nevis/ HASLAM 1968

## Tab. IVd: MIKROSONDENANALYSEN & KATIONENFORMELN der AMPHIBOLE *22 – 123*

| PROBE : | amI22 | amI22 | amI22 | amI22 | amI22 | amI22 | amI22 | amI22 | amII89 | amII89 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 3 co | 5.1-2 T1 | 5.1-2 T2 | 5.2M-cc | 6 I-cc | 6 R-cb | 10 cb | av=7 | 1 M | 13 IR |
| $SiO_2$ : | 49.68 | 48.11 | 48.79 | 47.85 | 48.31 | 48.64 | 48.15 | 48.49 | 51.80 | 52.73 |
| $TiO_2$ : | 0.30 | 0.91 | 1.14 | 1.09 | 0.96 | 1.00 | 0.93 | 1.01 | 0.25 | 0.17 |
| $Al_2O_3$ : | 5.01 | 5.52 | 5.72 | 5.68 | 5.62 | 5.41 | 5.80 | 5.62 | 3.18 | 2.50 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | 0.01 | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.01 | -0 | 0.01 |
| $FeO_{tot}$: | 14.14 | 14.82 | 14.58 | 14.20 | 14.47 | 14.37 | 15.15 | 14.65 | 11.80 | 10.49 |
| MnO : | 0.22 | 0.24 | 0.26 | 0.28 | 0.26 | 0.20 | 0.20 | 0.24 | 0.21 | 0.25 |
| MgO : | 15.17 | 14.56 | 14.14 | 14.43 | 14.43 | 14.30 | 14.19 | 14.40 | 18.16 | 18.38 |
| CaO : | 11.01 | 10.65 | 10.51 | 10.89 | 11.01 | 10.66 | 11.09 | 10.85 | 10.44 | 10.81 |
| $Na_2O$ : | 0.93 | 1.19 | 1.31 | 1.16 | 1.14 | 1.31 | 1.17 | 1.20 | 0.56 | 0.44 |
| $K_2O$ : | 0.38 | 0.47 | 0.55 | 0.54 | 0.47 | 0.50 | 0.65 | 0.52 | 0.15 | 0.16 |
| Total : | 96.84 | 96.47 | 97.01 | 96.12 | 96.67 | 96.39 | 97.33 | 96.99 | 96.55 | 95.94 |
| (23 O) | | | | | | | | | | |
| Si : | 7.314 | 7.161 | 7.203 | 7.140 | 7.167 | 7.224 | 7.127 | 7.173 | 7.515 | 7.645 |
| $Al^{IV}$ : | 0.686 | 0.839 | 0.797 | 0.860 | 0.833 | 0.776 | 0.873 | 0.827 | 0.485 | 0.355 |
| $Al^{VI}$ : | 0.183 | 0.130 | 0.198 | 0.139 | 0.150 | 0.171 | 0.139 | 0.152 | 0.058 | 0.072 |
| Ti : | 0.033 | 0.102 | 0.127 | 0.122 | 0.107 | 0.112 | 0.104 | 0.112 | 0.027 | 0.019 |
| Cr : | ----- | ----- | 0.001 | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.001 | -0 | 0.001 |
| Mn : | 0.027 | 0.030 | 0.033 | 0.035 | 0.033 | 0.025 | 0.025 | 0.030 | 0.026 | 0.031 |
| Mg : | 3.329 | 3.231 | 3.112 | 3.210 | 3.191 | 3.166 | 3.131 | 3.175 | 3.928 | 3.973 |
| $Fe^2$ : | 1.427 | 1.507 | 1.530 | 1.494 | 1.519 | 1.526 | 1.601 | 1.529 | 0.961 | 0.905 |
| $Fe^2$ : | 0.314 | 0.338 | 0.271 | 0.278 | 0.276 | 0.259 | 0.275 | 0.284 | 0.471 | 0.367 |
| Ca : | 1.737 | 1.699 | 1.662 | 1.741 | 1.750 | 1.696 | 1.759 | 1.720 | 1.623 | 1.679 |
| Na : | ----- | ----- | 0.067 | ----- | ----- | 0.045 | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Na : | 0.266 | 0.344 | 0.308 | 0.336 | 0.328 | 0.332 | 0.336 | 0.345 | 0.158 | 0.124 |
| K : | 0.071 | 0.089 | 0.104 | 0.103 | 0.089 | 0.095 | 0.123 | 0.098 | 0.028 | 0.030 |
| T : | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| C : | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| B : | 2.050 | 2.036 | 2.000 | 2.019 | 2.026 | 2.000 | 2.034 | 2.003 | 2.093 | 2.046 |
| A : | 0.337 | 0.433 | 0.412 | 0.439 | 0.417 | 0.427 | 0.459 | 0.443 | 0.186 | 0.154 |
| $x_{Mg}$ : | 0.66 | 0.64 | 0.63 | 0.64 | 0.64 | 0.64 | 0.62 | 0.64 | 0.73 | 0.76 |
| $Fe_2O_3^c$: | 1.39 | 0.99 | ---- | 0.53 | 0.72 | ---- | 0.93 | 0.09 | 2.63 | 1.29 |
| $FeO^c$ : | 12.89 | 13.93 | 14.58 | 13.73 | 13.82 | 14.37 | 14.31 | 14.56 | 9.44 | 9.33 |
| $x_{Mg}^c$ : | 0.68 | 0.65 | 0.63 | 0.65 | 0.65 | 0.64 | 0.64 | 0.64 | 0.77 | 0.78 |
| $Al^{VI}$ : | 0.156 | 0.110 | 0.198 | 0.128 | 0.135 | 0.171 | 0.121 | 0.151 | 0.009 | 0.047 |
| $Fe^3(C)$: | 0.153 | 0.111 | ----- | 0.059 | 0.080 | ----- | 0.103 | 0.010 | 0.285 | 0.140 |

| PROBE : | amI89 | amI98 | amx108 | amI108 | amI108 | amI108 | amx123 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | 13 M | 9 gm | av=4 | 1 R | 1 M-cb | av=4 | 5 C 1-3 |
| $SiO_2$ : | 46.71 | 49.00 | 49.97 | 45.52 | 45.83 | 46.14 | 53.64 |
| $TiO_2$ : | 0.34 | 0.25 | 0.30 | 1.07 | 1.17 | 1.08 | 0.20 |
| $Al_2O_3$ : | 6.96 | 4.98 | 3.75 | 6.65 | 6.68 | 6.36 | 1.22 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.01 |
| $FeO_{tot}$: | 13.08 | 12.25 | 15.44 | 16.58 | 16.77 | 16.70 | 12.26 |
| MnO : | 0.10 | 0.11 | 0.32 | 0.28 | 0.30 | 0.26 | 0.38 |
| MgO : | 15.05 | 16.83 | 14.30 | 12.76 | 12.74 | 12.86 | 16.53 |
| CaO : | 11.01 | 11.22 | 12.01 | 11.12 | 11.19 | 11.36 | 11.16 |
| $Na_2O$ : | 0.99 | 1.09 | 0.87 | 1.56 | 1.48 | 1.44 | 0.52 |
| $K_2O$ : | 0.41 | 0.42 | 0.11 | 0.84 | 0.93 | 0.63 | 0.09 |
| Total : | 94.65 | 96.15 | 97.07 | 96.38 | 97.09 | 96.83 | 96.01 |
| (23 O) | | | | | | | |
| Si : | 7.035 | 7.226 | 7.400 | 6.911 | 6.911 | 6.960 | 7.834 |
| $Al^{IV}$ : | 0.965 | 0.774 | 0.600 | 1.089 | 1.089 | 1.040 | 0.166 |
| $Al^{VI}$ : | 0.270 | 0.092 | 0.055 | 0.101 | 0.099 | 0.091 | 0.044 |
| Ti : | 0.039 | 0.028 | 0.033 | 0.122 | 0.133 | 0.123 | 0.022 |
| Cr : | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.001 |
| Mn : | 0.013 | 0.014 | 0.040 | 0.036 | 0.038 | 0.033 | 0.047 |
| Mg : | 3.379 | 3.700 | 3.157 | 2.888 | 2.864 | 2.892 | 3.599 |
| $Fe^2$ : | 1.299 | 1.166 | 1.714 | 1.853 | 1.866 | 1.862 | 1.287 |
| $Fe^2$ : | 0.348 | 0.345 | 0.198 | 0.252 | 0.249 | 0.245 | 0.210 |
| Ca : | 1.777 | 1.773 | 1.906 | 1.809 | 1.808 | 1.836 | 1.746 |
| Na : | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.043 |
| Na : | 0.289 | 0.311 | 0.249 | 0.459 | 0.432 | 0.421 | 0.104 |
| K : | 0.079 | 0.079 | 0.021 | 0.163 | 0.179 | 0.121 | 0.017 |
| T : | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| C : | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| B : | 2.125 | 2.118 | 2.104 | 2.061 | 2.057 | 2.081 | 2.000 |
| A : | 0.368 | 0.390 | 0.270 | 0.622 | 0.611 | 0.542 | 0.121 |
| $x_{Mg}$ : | 0.67 | 0.71 | 0.62 | 0.58 | 0.57 | 0.58 | 0.71 |
| $Fe_2O_3^c$: | 3.38 | 3.25 | 2.85 | 1.64 | 1.53 | 2.19 | 2.90 |
| $FeO^c$ : | 10.04 | 9.32 | 12.87 | 15.11 | 15.39 | 14.73 | 9.65 |
| $x_{Mg}^c$ : | 0.73 | 0.76 | 0.66 | 0.60 | 0.60 | 0.61 | 0.75 |
| $Al^{VI}$ : | 0.202 | 0.029 | -0 | 0.068 | 0.068 | 0.047 | 0.044 |
| $Fe^3(C)$: | 0.380 | 0.358 | 0.316 | 0.186 | 0.173 | 0.247 | ----- |

# Tab. IVd: MIKROSONDENANALYSEN & KATIONENFORMELN der AMPHIBOLE *123 – 352*

| PROBE : | amI123 5 M2 | amI123 5 M3 | amI123 av=7 | am×152 av=3 | amI152 1 C | amI152 1 M | amI152 av=11 | am224 5 io |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 48.76 | 48.74 | 48.05 | 53.62 | 48.12 | 47.87 | 47.81 | 44.86 |
| $TiO_2$ : | 1.34 | 1.27 | 1.22 | 0.21 | 1.03 | 1.21 | 1.18 | 2.10 |
| $Al_2O_3$ : | 5.37 | 5.47 | 5.78 | 1.74 | 5.87 | 6.21 | 6.30 | 7.95 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | ---- | ---- | -0 | ---- |
| $FeO_{tot}$: | 13.54 | 14.13 | 15.12 | 11.27 | 15.08 | 13.80 | 14.23 | 11.99 |
| MnO : | 0.36 | 0.35 | 0.27 | 0.31 | 0.28 | 0.24 | 0.28 | 0.13 |
| MgO : | 13.92 | 13.93 | 13.46 | 16.98 | 13.75 | 14.53 | 14.17 | 15.16 |
| CaO : | 10.46 | 10.63 | 10.93 | 11.73 | 11.76 | 11.14 | 11.42 | 10.85 |
| $Na_2O$ : | 1.56 | 1.57 | 1.56 | 0.32 | 0.98 | 1.19 | 1.17 | 1.80 |
| $K_2O$ : | 0.52 | 0.49 | 0.60 | 0.11 | 0.51 | 0.40 | 0.56 | 0.97 |
| Total : | 95.84 | 96.60 | 97.01 | 96.31 | 97.38 | 96.59 | 97.12 | 95.81 |
| (23 O) | | | | | | | | |
| Si : | 7.260 | 7.224 | 7.143 | 7.776 | 7.123 | 7.090 | 7.071 | 6.715 |
| $Al^{IV}$ : | 0.740 | 0.776 | 0.857 | 0.224 | 0.877 | 0.910 | 0.929 | 1.285 |
| $Al^{VI}$ : | 0.202 | 0.179 | 0.155 | 0.173 | 0.147 | 0.174 | 0.169 | 0.117 |
| Ti : | 0.150 | 0.142 | 0.136 | 0.023 | 0.115 | 0.135 | 0.131 | 0.236 |
| Cr : | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | ----- | ----- | -0 | ----- |
| Mn : | 0.045 | 0.044 | 0.034 | 0.038 | 0.035 | 0.030 | 0.035 | 0.016 |
| Mg : | 3.090 | 3.078 | 2.983 | 3.671 | 3.034 | 3.208 | 3.124 | 3.383 |
| $Fe^2$ : | 1.511 | 1.555 | 1.689 | 1.193 | 1.670 | 1.453 | 1.541 | 1.247 |
| $Fe^2$ : | 0.175 | 0.196 | 0.191 | 0.174 | 0.197 | 0.257 | 0.219 | 0.254 |
| Ca : | 1.669 | 1.688 | 1.741 | 1.823 | 1.865 | 1.768 | 1.810 | 1.740 |
| Na : | 0.156 | 0.116 | 0.068 | 0.004 | ----- | ----- | ----- | 0.006 |
| Na : | 0.294 | 0.335 | 0.381 | 0.086 | 0.281 | 0.342 | 0.335 | 0.516 |
| K : | 0.099 | 0.093 | 0.114 | 0.020 | 0.096 | 0.076 | 0.106 | 0.185 |
| T : | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| C : | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| B : | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.062 | 2.024 | 2.029 | 2.000 |
| A : | 0.393 | 0.428 | 0.495 | 0.106 | 0.377 | 0.418 | 0.441 | 0.701 |
| xMg : | 0.65 | 0.64 | 0.61 | 0.73 | 0.62 | 0.65 | 0.64 | 0.69 |
| $Fe_2O_3^c$: | ---- | ---- | ---- | ---- | 1.71 | 0.67 | 0.79 | ---- |
| $FeO^c$ : | 13.54 | 14.13 | 15.12 | 11.27 | 13.54 | 13.19 | 13.52 | 11.99 |
| $xMg^c$ : | 0.65 | 0.64 | 0.61 | 0.73 | 0.64 | 0.66 | 0.65 | 0.69 |
| $Al^{VI}$ : | 0.202 | 0.179 | 0.155 | 0.173 | 0.113 | 0.161 | 0.153 | 0.117 |
| $Fe^3(C)$: | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.190 | 0.075 | 0.087 | ----- |

| PROBE : | amI228 1 M-cb | amI228 1 I | amI228 1 M | amI228 2 I-cb | amI228 2 R | amI228 6 R-cc | amI228 6 M | amI228 av=13 | amI352 5 C | amI352 5 M | amI352 av=7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 48.39 | 48.68 | 47.51 | 48.76 | 48.30 | 49.35 | 48.19 | 48.46 | 46.77 | 47.46 | 47.47 |
| $TiO_2$ : | 1.10 | 1.11 | 1.37 | 1.30 | 1.10 | 0.92 | 1.03 | 1.08 | 1.17 | 1.26 | 1.12 |
| $Al_2O_3$ : | 5.53 | 5.44 | 5.96 | 5.84 | 5.33 | 4.95 | 5.31 | 5.46 | 6.52 | 6.54 | 6.52 |
| $Cr_2O_3$ : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 0.01 | ---- | -0 |
| $FeO_{tot}$: | 13.97 | 13.74 | 14.41 | 13.79 | 13.67 | 13.42 | 13.73 | 13.74 | 14.12 | 15.09 | 14.93 |
| MnO : | 0.36 | 0.34 | 0.32 | 0.37 | 0.35 | 0.27 | 0.28 | 0.32 | 0.35 | 0.26 | 0.26 |
| MgO : | 14.74 | 15.37 | 14.55 | 15.75 | 15.33 | 15.34 | 15.10 | 15.16 | 13.98 | 13.53 | 13.79 |
| CaO : | 12.02 | 11.42 | 11.91 | 10.90 | 11.09 | 12.02 | 11.71 | 11.55 | 11.41 | 11.35 | 11.48 |
| $Na_2O$ : | 1.10 | 1.21 | 1.22 | 1.27 | 1.22 | 0.93 | 1.05 | 1.14 | 1.41 | 1.48 | 1.32 |
| $K_2O$ : | 0.29 | 0.18 | 0.55 | 0.11 | 0.30 | 0.25 | 0.19 | 0.28 | 0.72 | 0.60 | 0.64 |
| Total : | 97.50 | 97.49 | 97.80 | 98.09 | 96.69 | 97.45 | 96.59 | 97.19 | 96.46 | 97.57 | 97.54 |
| (23 O) | | | | | | | | | | | |
| Si : | 7.121 | 7.138 | 7.008 | 7.093 | 7.143 | 7.225 | 7.140 | 7.135 | 6.993 | 7.026 | 7.025 |
| $Al^{IV}$ : | 0.879 | 0.862 | 0.992 | 0.907 | 0.857 | 0.775 | 0.860 | 0.865 | 1.007 | 0.974 | 0.975 |
| $Al^{VI}$ : | 0.080 | 0.078 | 0.044 | 0.095 | 0.072 | 0.079 | 0.067 | 0.082 | 0.141 | 0.167 | 0.162 |
| Ti : | 0.122 | 0.122 | 0.152 | 0.142 | 0.122 | 0.101 | 0.115 | 0.120 | 0.132 | 0.140 | 0.125 |
| Cr : | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.001 | ----- | -0 |
| Mn : | 0.045 | 0.042 | 0.040 | 0.046 | 0.044 | 0.033 | 0.035 | 0.040 | 0.044 | 0.033 | 0.033 |
| Mg : | 3.234 | 3.360 | 3.200 | 3.416 | 3.380 | 3.348 | 3.335 | 3.327 | 3.116 | 2.986 | 3.042 |
| $Fe^2$ : | 1.520 | 1.398 | 1.564 | 1.302 | 1.381 | 1.438 | 1.447 | 1.431 | 1.565 | 1.674 | 1.637 |
| $Fe^2$ : | 0.199 | 0.287 | 0.213 | 0.376 | 0.309 | 0.206 | 0.254 | 0.261 | 0.200 | 0.194 | 0.211 |
| Ca : | 1.895 | 1.794 | 1.882 | 1.699 | 1.757 | 1.886 | 1.859 | 1.822 | 1.828 | 1.800 | 1.820 |
| Na : | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.006 | ----- |
| Na : | 0.314 | 0.344 | 0.349 | 0.358 | 0.349 | 0.264 | 0.301 | 0.325 | 0.409 | 0.419 | 0.379 |
| K : | 0.054 | 0.034 | 0.103 | 0.020 | 0.057 | 0.047 | 0.036 | 0.053 | 0.137 | 0.113 | 0.121 |
| T : | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| C : | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| B : | 2.094 | 2.081 | 2.096 | 2.075 | 2.067 | 2.091 | 2.113 | 2.083 | 2.028 | 2.000 | 2.031 |
| A : | 0.368 | 0.378 | 0.452 | 0.378 | 0.406 | 0.311 | 0.337 | 0.378 | 0.546 | 0.532 | 0.500 |
| xMg : | 0.65 | 0.67 | 0.64 | 0.67 | 0.67 | 0.67 | 0.66 | 0.66 | 0.64 | 0.61 | 0.62 |
| $Fe_2O_3^c$: | 2.60 | 2.25 | 2.64 | 2.09 | 1.83 | 2.53 | 3.10 | 2.29 | 0.76 | ---- | 0.74 |
| $FeO^c$ : | 11.63 | 11.71 | 12.03 | 11.91 | 12.02 | 11.14 | 10.34 | 11.67 | 13.44 | 15.09 | 14.26 |
| $xMg^c$ : | 0.69 | 0.70 | 0.68 | 0.70 | 0.69 | 0.71 | 0.71 | 0.70 | 0.65 | 0.61 | 0.63 |
| $Al^{VI}$ : | 0.029 | 0.034 | -0 | 0.054 | 0.037 | 0.031 | 0.007 | 0.038 | 0.126 | 0.167 | 0.152 |
| $Fe^3(C)$: | 0.287 | 0.247 | 0.292 | 0.228 | 0.203 | 0.278 | 0.343 | 0.253 | 0.085 | ----- | 0.082 |

# Tab. IVe: MIKROSONDENANALYSEN & KATIONENFORMELN der BIOTITE *22 – 152*

| PROBE : | bi22 6 IR1 | bi22 8 M | bi22 10 I | bi89 9 I | bi98 av=3 | bi99 1 I | bi99 6 I | bi108 1 gm | bi108 6 I | bi108 6 M |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 37.85 | 37.88 | 37.12 | 36.77 | 37.98 | 37.06 | 37.70 | 36.38 | 36.32 | 36.26 |
| $TiO_2$ : | 4.05 | 3.76 | 4.11 | 4.60 | 4.10 | 4.97 | 4.46 | 3.44 | 3.99 | 4.08 |
| $Al_2O_3$ : | 13.76 | 14.06 | 13.70 | 13.88 | 13.74 | 13.56 | 13.42 | 13.65 | 13.70 | 13.53 |
| $FeO_{tot}$: | 18.55 | 18.43 | 18.56 | 16.61 | 15.64 | 13.78 | 13.25 | 20.17 | 20.25 | 20.71 |
| MnO : | 0.15 | 0.17 | 0.10 | 0.11 | 0.08 | 0.05 | 0.07 | 0.17 | 0.15 | 0.19 |
| MgO : | 13.73 | 13.52 | 13.67 | 14.64 | 15.67 | 16.12 | 16.76 | 12.25 | 12.34 | 12.11 |
| CaO : | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.02 | -0 | -0 | -0 | 0.02 | -0 |
| $Na_2O$ : | 0.10 | 0.10 | 0.16 | 0.16 | 0.13 | 0.15 | 0.10 | 0.08 | 0.10 | 0.07 |
| $K_2O$ : | 9.29 | 9.44 | 9.66 | 9.86 | 9.03 | 9.37 | 8.76 | 9.71 | 10.39 | 9.69 |
| Total : | 97.48 | 97.36 | 97.08 | 96.63 | 97.39 | 95.06 | 94.52 | 95.85 | 97.26 | 96.64 |
| (11 O) | | | | | | | | | | |
| Si : | 2.808 | 2.813 | 2.779 | 2.747 | 2.779 | 2.768 | 2.809 | 2.787 | 2.754 | 2.763 |
| $Al^{IV}$ : | 1.192 | 1.187 | 1.208 | 1.222 | 1.185 | 1.193 | 1.178 | 1.213 | 1.224 | 1.215 |
| $Al^{VI}$ : | 0.012 | 0.044 | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.019 | ----- | ----- |
| Ti : | 0.226 | 0.210 | 0.231 | 0.258 | 0.281 | 0.279 | 0.250 | 0.198 | 0.228 | 0.234 |
| $Fe^2{}_{tot}$: | 1.151 | 1.145 | 1.162 | 1.038 | 0.957 | 0.861 | 0.826 | 1.292 | 1.284 | 1.320 |
| Mn : | 0.009 | 0.011 | 0.006 | 0.007 | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.011 | 0.010 | 0.012 |
| Mg : | 1.519 | 1.497 | 1.526 | 1.630 | 1.709 | 1.795 | 1.862 | 1.399 | 1.395 | 1.376 |
| Ca : | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.002 | -0 | -0 | -0 | 0.002 | -0 |
| Na : | 0.014 | 0.014 | 0.023 | 0.023 | 0.018 | 0.022 | 0.014 | 0.012 | 0.015 | 0.010 |
| K : | 0.879 | 0.894 | 0.922 | 0.940 | 0.843 | 0.893 | 0.833 | 0.949 | 1.005 | 0.942 |
| Z : | 4.000 | 4.000 | 3.987 | 3.969 | 3.964 | 3.961 | 3.987 | 4.000 | 3.978 | 3.978 |
| Y : | 2.917 | 2.907 | 2.926 | 2.933 | 2.952 | 2.938 | 2.942 | 2.919 | 2.915 | 2.942 |
| X : | 0.894 | 0.909 | 0.946 | 0.963 | 0.863 | 0.914 | 0.847 | 0.961 | 1.021 | 0.952 |
| $x_{Mg}$ : | 0.57 | 0.57 | 0.57 | 0.61 | 0.64 | 0.68 | 0.69 | 0.52 | 0.52 | 0.51 |

| PROBE : | bi108 6.2 C | bi108 6.2 R | bi108 7 RM | bi108 av=13 | bi123 2 C | bi123 2 M | bi123 av=5 | bi152 1 gm-C | bi152 1 gm-M | bi152 2 C1 | bi152 2 M | bi152 av=9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 36.25 | 35.70 | 35.53 | 36.33 | 35.62 | 37.32 | 36.50 | 35.79 | 36.46 | 37.03 | 36.18 | 36.54 |
| $TiO_2$ : | 3.92 | 3.48 | 4.29 | 3.77 | 3.69 | 3.83 | 3.92 | 4.86 | 3.97 | 3.96 | 3.53 | 3.95 |
| $Al_2O_3$ : | 13.64 | 13.44 | 13.40 | 13.42 | 13.52 | 13.24 | 13.50 | 14.05 | 14.37 | 14.48 | 14.07 | 14.31 |
| $FeO_{tot}$: | 20.57 | 19.95 | 20.00 | 20.17 | 20.22 | 20.07 | 19.61 | 20.68 | 20.81 | 19.83 | 19.83 | 20.05 |
| MnO : | 0.20 | 0.17 | 0.22 | 0.18 | 0.11 | 0.14 | 0.17 | 0.13 | 0.14 | 0.10 | 0.12 | 0.15 |
| MgO : | 12.06 | 12.38 | 11.74 | 12.28 | 11.79 | 12.46 | 12.04 | 11.49 | 12.32 | 12.38 | 12.61 | 12.19 |
| CaO : | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 |
| $Na_2O$ : | 0.06 | 0.02 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.01 | 0.08 | 0.17 | 0.07 | 0.07 | 0.19 | 0.13 |
| $K_2O$ : | 9.68 | 10.08 | 9.96 | 9.92 | 9.53 | 9.66 | 9.56 | 9.12 | 8.53 | 9.38 | 9.63 | 9.30 |
| Total : | 96.38 | 95.22 | 95.19 | 96.15 | 94.55 | 96.73 | 95.39 | 96.29 | 96.67 | 97.23 | 96.16 | 96.63 |
| (11 O) | | | | | | | | | | | | |
| Si : | 2.767 | 2.763 | 2.752 | 2.779 | 2.771 | 2.822 | 2.799 | 2.729 | 2.753 | 2.775 | 2.757 | 2.763 |
| $Al^{IV}$ : | 1.228 | 1.226 | 1.223 | 1.210 | 1.229 | 1.178 | 1.201 | 1.263 | 1.247 | 1.225 | 1.243 | 1.237 |
| $Al^{VI}$ : | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.010 | 0.002 | 0.019 | ----- | 0.032 | 0.054 | 0.021 | 0.039 |
| Ti : | 0.225 | 0.203 | 0.250 | 0.217 | 0.216 | 0.218 | 0.226 | 0.279 | 0.225 | 0.223 | 0.202 | 0.225 |
| $Fe^2{}_{tot}$: | 1.313 | 1.291 | 1.296 | 1.290 | 1.315 | 1.269 | 1.258 | 1.319 | 1.314 | 1.243 | 1.264 | 1.268 |
| Mn : | 0.013 | 0.011 | 0.014 | 0.012 | 0.007 | 0.009 | 0.011 | 0.008 | 0.009 | 0.006 | 0.008 | 0.010 |
| Mg : | 1.373 | 1.428 | 1.356 | 1.401 | 1.367 | 1.405 | 1.376 | 1.306 | 1.387 | 1.383 | 1.433 | 1.374 |
| Ca : | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 |
| Na : | 0.009 | 0.003 | 0.008 | 0.012 | 0.011 | 0.001 | 0.012 | 0.025 | 0.010 | 0.010 | 0.028 | 0.019 |
| K : | 0.943 | 0.995 | 0.984 | 0.968 | 0.946 | 0.932 | 0.935 | 0.887 | 0.822 | 0.897 | 0.936 | 0.897 |
| Z : | 3.995 | 3.989 | 3.975 | 3.989 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 3.992 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Y : | 2.923 | 2.933 | 2.916 | 2.920 | 2.916 | 2.903 | 2.891 | 2.912 | 2.967 | 2.909 | 2.927 | 2.916 |
| X : | 0.952 | 0.998 | 0.992 | 0.980 | 0.956 | 0.933 | 0.947 | 0.912 | 0.832 | 0.907 | 0.964 | 0.916 |
| $x_{Mg}$ : | 0.51 | 0.52 | 0.51 | 0.52 | 0.51 | 0.52 | 0.52 | 0.50 | 0.51 | 0.53 | 0.53 | 0.52 |

# Tab. IVe: MIKROSONDENANALYSEN & KATIONENFORMELN der BIOTITE *167–352* & TITANITE *108*

| PROBE : | bi167 9 C | bi224 5 C | bi228 1 f-ca | bi228 1 R | bi228 1 M | bi228 1gm-Ic | bi228 2 f-ca | bi228 2 R | bi228 av=14 | bi246 av=3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 36.55 | 36.98 | 37.54 | 37.21 | 36.71 | 36.24 | 36.52 | 36.89 | 36.85 | 37.22 |
| $TiO_2$ : | 5.98 | 4.94 | 5.11 | 4.73 | 4.92 | 4.57 | 4.46 | 4.75 | 4.65 | 4.75 |
| $Al_2O_3$ : | 13.94 | 13.75 | 13.62 | 14.02 | 13.50 | 14.41 | 13.78 | 13.53 | 13.71 | 13.87 |
| $FeO_{tot}$: | 15.87 | 15.13 | 17.21 | 17.81 | 18.03 | 18.49 | 18.07 | 17.95 | 17.96 | 15.18 |
| MnO : | 0.03 | 0.05 | 0.17 | 0.18 | 0.14 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.13 |
| MgO : | 14.26 | 15.38 | 13.90 | 13.60 | 13.48 | 13.64 | 13.32 | 13.52 | 13.54 | 15.24 |
| CaO : | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.01 |
| $Na_2O$ : | 0.14 | 0.18 | 0.09 | 0.15 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.16 | 0.14 | 0.11 |
| $K_2O$ : | 9.32 | 9.65 | 8.99 | 9.03 | 9.03 | 8.73 | 9.82 | 9.28 | 9.36 | 9.49 |
| Total : | 96.09 | 96.06 | 96.63 | 96.73 | 95.92 | 96.34 | 96.25 | 96.22 | 96.37 | 96.00 |
| (11 O) | | | | | | | | | | |
| Si : | 2.728 | 2.755 | 2.792 | 2.774 | 2.769 | 2.722 | 2.759 | 2.776 | 2.769 | 2.770 |
| $Al^{IV}$ : | 1.226 | 1.207 | 1.193 | 1.220 | 1.200 | 1.276 | 1.227 | 1.199 | 1.214 | 1.217 |
| $Al^{VI}$ : | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- | ----- |
| Ti : | 0.336 | 0.277 | 0.286 | 0.265 | 0.279 | 0.258 | 0.253 | 0.269 | 0.263 | 0.266 |
| $Fe^2_{tot}$: | 0.991 | 0.943 | 1.070 | 1.110 | 1.137 | 1.162 | 1.142 | 1.129 | 1.129 | 0.945 |
| Mn : | 0.002 | 0.003 | 0.011 | 0.011 | 0.009 | 0.010 | 0.010 | 0.010 | 0.010 | 0.008 |
| Mg : | 1.587 | 1.708 | 1.541 | 1.512 | 1.516 | 1.528 | 1.500 | 1.515 | 1.517 | 1.691 |
| Ca : | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.001 |
| Na : | 0.020 | 0.026 | 0.013 | 0.022 | 0.016 | 0.016 | 0.019 | 0.023 | 0.020 | 0.016 |
| K : | 0.887 | 0.917 | 0.853 | 0.859 | 0.869 | 0.837 | 0.946 | 0.891 | 0.897 | 0.901 |
| Z : | 3.954 | 3.962 | 3.985 | 3.994 | 3.969 | 3.998 | 3.986 | 3.975 | 3.983 | 3.987 |
| Y : | 2.916 | 2.931 | 2.908 | 2.911 | 2.941 | 2.957 | 2.905 | 2.924 | 2.919 | 2.910 |
| X : | 0.908 | 0.943 | 0.866 | 0.880 | 0.885 | 0.853 | 0.965 | 0.914 | 0.918 | 0.918 |
| xMg : | 0.62 | 0.64 | 0.59 | 0.58 | 0.57 | 0.57 | 0.57 | 0.57 | 0.57 | 0.64 |

| PROBE : | bi352 4 C | bi352 4 M | bi352 av=7 | tit108 5 C | tit108 5 M | tit108 7 C |
|---|---|---|---|---|---|---|
| (Wt%) | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 37.06 | 36.57 | 36.89 | 29.88 | 29.38 | 29.61 |
| $TiO_2$ : | 3.76 | 3.86 | 3.86 | 38.06 | 39.53 | 37.83 |
| $Al_2O_3$ : | 13.88 | 14.13 | 13.91 | 0.02 | 0.94 | 1.24 |
| $FeO_{tot}$: | 19.92 | 19.43 | 19.64 | 1.59 | 1.48 | 1.60 |
| MnO : | 0.15 | 0.12 | 0.15 | 0.06 | 0.04 | 0.09 |
| MgO : | 12.52 | 12.21 | 12.40 | 0.08 | 0.03 | 0.05 |
| CaO : | -0 | -0 | -0 | 29.41 | 28.16 | 28.38 |
| $Na_2O$ : | 0.06 | 0.04 | 0.06 | 0.01 | 0.35 | -0 |
| $K_2O$ : | 9.69 | 9.54 | 9.47 | 0.11 | 0.32 | 0.15 |
| Total : | 97.04 | 95.90 | 96.38 | 99.22 | 100.23 | 98.95 |
| (11 O) | | | | (10 O) | | |
| Si : | 2.792 | 2.782 | 2.793 | 1.990 | 1.934 | 1.970 |
| $Al^{IV}$ : | 1.208 | 1.218 | 1.207 | 0.002 | 0.073 | 0.097 |
| $Al^{VI}$ : | 0.025 | 0.049 | 0.034 | - | - | - |
| Ti : | 0.213 | 0.221 | 0.220 | 1.906 | 1.957 | 1.893 |
| $Fe^2_{tot}$: | 1.255 | 1.236 | 1.243 | 0.089 | 0.081 | 0.089 |
| Mn : | 0.010 | 0.008 | 0.010 | 0.003 | 0.002 | 0.005 |
| Mg : | 1.406 | 1.385 | 1.399 | 0.008 | 0.003 | 0.005 |
| Ca : | -0 | -0 | -0 | 2.099 | 1.986 | 2.023 |
| Na : | 0.009 | 0.006 | 0.009 | 0.001 | 0.045 | -0 |
| K : | 0.931 | 0.926 | 0.914 | 0.009 | 0.027 | 0.013 |
| Z : | 4.000 | 4.000 | 4.000 | - | - | - |
| Y : | 2.909 | 2.898 | 2.906 | - | - | - |
| X : | 0.940 | 0.932 | 0.923 | - | - | - |
| xMg : | 0.53 | 0.53 | 0.53 | - | - | - |

# Tab. IVf: MIKROSONDENANALYSEN der ERZPHASEN *il 22 – mt 123*

| PROBE : (Wt%) | il22 2.1 cc1 | il22 2.2 cc2 | il22 2.3 cc3 | il22 3.1 co | il22 3.1 ia | il22 6.2 ca | il22 6.3 ib | mgh22 2.1 cc | mt22 2.2 cc1 | mt22 2.2 cc2 | mt22 3.1 ia1 | mt22 3.1 ia2 | mt22 5.1 cc | mt22 5.2 ca |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | -0 | 0.29 | 0.10 | 0.01 | 1.07 | -0 | 0.07 | 0.02 | 0.10 | 0.10 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | -0 |
| $TiO_2$ : | 50.99 | 47.62 | 51.02 | 48.30 | 44.12 | 51.50 | 52.27 | 1.45 | 1.52 | 1.30 | 0.41 | 0.38 | 1.17 | 0.14 |
| $Al_2O_3$ : | 0.05 | 0.13 | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 1.11 | 1.25 | 1.27 | 0.11 | 0.14 | 0.85 | 0.23 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.14 | 0.21 | 0.18 | 0.10 | 0.23 | 0.09 | 0.04 | 0.57 | 1.27 | 1.24 | 0.28 | 0.28 | 0.72 | 1.35 |
| $FeO_{tot}$: | 46.51 | 47.87 | 46.70 | 48.86 | 51.98 | 48.15 | 46.56 | 86.03 | 88.95 | 89.55 | 92.45 | 91.96 | 90.42 | 90.37 |
| MnO : | 2.14 | 3.01 | 2.12 | 2.57 | 1.84 | 0.20 | 0.19 | 0.07 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.15 | 0.02 |
| NiO : | 0.02 | -0 | 0.04 | -0 | -0 | -0 | -0 | ---- | 0.10 | 0.19 | -0 | -0 | ---- | 0.13 |
| MgO : | 0.04 | 0.19 | 0.09 | -0 | 0.15 | -0 | -0 | 0.17 | 0.23 | 0.18 | -0 | 0.01 | 0.18 | 0.05 |
| SUM : | 99.89 | 99.32 | 100.26 | 99.87 | 99.47 | 99.95 | 99.14 | 89.42 | 93.46 | 93.84 | 93.31 | 92.88 | 93.52 | 92.29 |
| $Fe_2O_3^c$: | 3.24 | 8.99 | 3.39 | 8.91 | 14.62 | 2.27 | ---- | 61.27 | 63.01 | 63.58 | 67.74 | 67.40 | 65.03 | 66.35 |
| $FeO^c$ : | 43.59 | 39.78 | 43.65 | 40.84 | 38.82 | 46.11 | 46.56 | 30.90 | 32.26 | 32.34 | 31.50 | 31.31 | 31.90 | 30.67 |
| Total : | 100.21 | 100.22 | 100.60 | 100.76 | 100.93 | 100.18 | 99.14 | 95.56 | 99.78 | 100.21 | 100.10 | 99.63 | 100.03 | 98.94 |

| PROBE : (Wt%) | mgh22 5.3 ia | mt22 6.1 ic | mt22 8.1 ib | mt22 10.1 ic | mt22 10.2 cc | mt22 10.3 cc | mgh83 3 | mgh83 4 | mgh83 6 | il98 7.11 | il98 7.12 | il98 11 cc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 0.06 | 0.11 | 0.05 | 0.04 | 0.08 | -0 | -0 | 0.06 | 0.09 | -0 | -0 | -0 |
| $TiO_2$ : | 1.31 | 0.65 | 0.19 | 0.38 | 8.96 | 0.24 | 0.17 | 0.54 | 0.25 | 43.88 | 43.72 | 43.09 |
| $Al_2O_3$ : | 0.79 | 0.87 | 0.23 | 0.23 | 0.15 | 0.26 | 0.12 | 0.20 | 0.08 | -0 | -0 | -0 |
| $Cr_2O_3$ : | 1.32 | ---- | 0.26 | 0.99 | 0.75 | ---- | 0.15 | 0.06 | 0.31 | 0.14 | -0 | 0.28 |
| $FeO_{tot}$: | 87.79 | 90.37 | 92.00 | 91.11 | 83.73 | 92.65 | 88.33 | 88.83 | 88.86 | 54.21 | 53.96 | 54.43 |
| MnO : | 0.15 | -0 | 0.03 | 0.02 | 0.12 | 0.32 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.47 | 0.72 | 0.63 |
| NiO : | 0.02 | ---- | 0.10 | 0.07 | 0.08 | ---- | 0.10 | ---- | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 |
| MgO : | 0.16 | 0.10 | 0.01 | 0.02 | -0 | -0 | -0 | -0 | 0.03 | 0.15 | 0.16 | 0.02 |
| SUM : | 91.60 | 92.10 | 92.87 | 92.86 | 93.87 | 93.47 | 88.89 | 89.70 | 89.64 | 98.88 | 98.58 | 98.46 |
| $Fe_2O_3^c$: | 62.65 | 65.57 | 67.72 | 66.55 | 49.76 | 68.43 | 65.19 | 64.87 | 65.25 | 17.25 | 17.43 | 18.19 |
| $FeO^c$ : | 31.41 | 31.37 | 31.07 | 31.23 | 38.96 | 31.08 | 29.67 | 30.46 | 30.15 | 38.69 | 38.28 | 38.06 |
| Total : | 97.87 | 98.67 | 99.66 | 99.53 | 98.86 | 100.33 | 95.42 | 96.20 | 96.18 | 100.61 | 100.33 | 100.28 |

| PROBE : (Wt%) | il98 13 ib | mt98 3.1 ic | mt98 3.2 | mgh98 3.3 io | mgh98 11.1 cc | mt98 11.2 cc | il99 1 ib | il99 4.2 cc | il99 7 co | il99 8 ib | mt99 4.1 cc | mt99 4.3 io | mt99 5.1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 0.01 | -0 | -0 | 0.01 | 0.09 | 1.09 | 0.05 | -0 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.09 |
| $TiO_2$ : | 45.41 | 1.15 | 0.46 | 1.50 | 0.25 | 10.70 | 36.66 | 35.95 | 35.45 | 33.18 | 29.64 | 0.53 | 0.47 |
| $Al_2O_3$ : | -0 | 1.63 | 0.53 | 1.43 | 0.68 | 0.40 | -0 | 0.14 | 0.03 | -0 | 0.14 | 0.84 | 0.36 |
| $Cr_2O_3$ : | -0 | ---- | 0.64 | 0.42 | 0.89 | 0.76 | 0.06 | 0.12 | 0.01 | 0.04 | 0.07 | 0.47 | 1.45 |
| $FeO_{tot}$: | 52.53 | 90.13 | 89.84 | 87.00 | 88.26 | 81.86 | 59.72 | 60.09 | 60.64 | 62.28 | 68.87 | 90.60 | 90.86 |
| MnO : | 0.86 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | -0 | 0.21 | 0.59 | 0.63 | 0.51 | 0.50 | 0.42 | -0 | 0.01 |
| NiO : | 0.02 | ---- | 0.04 | 0.12 | 0.07 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | -0 | -0 | 0.02 | 0.07 | 0.04 |
| MgO : | 0.08 | 0.12 | 0.04 | 0.22 | 0.04 | 0.10 | 0.16 | 0.14 | 0.18 | 0.17 | 0.08 | -0 | 0.07 |
| SUM : | 98.91 | 93.12 | 91.58 | 90.75 | 90.28 | 95.14 | 97.27 | 97.08 | 96.89 | 96.25 | 99.31 | 92.60 | 93.35 |
| $Fe_2O_3^c$: | 14.13 | 64.62 | 65.55 | 61.96 | 64.33 | 44.29 | 30.68 | 31.85 | 32.80 | 36.85 | 11.74 | 65.71 | 65.96 |
| $FeO^c$ : | 39.81 | 31.98 | 30.86 | 31.25 | 30.37 | 42.01 | 32.11 | 31.43 | 31.12 | 29.12 | 58.80 | 31.48 | 31.50 |
| Total : | 100.32 | 99.59 | 98.15 | 96.96 | 96.72 | 99.58 | 100.34 | 100.27 | 100.17 | 99.94 | 100.68 | 99.19 | 99.95 |

| PROBE : (Wt%) | mt99 5.2 | mt99 7.1 | mt99 7.2 | il108 8.1 cb | il108 8.2 | il108 8.3 cb | mgh108 5 ct | mgh108 10.1 cb | mgh108 10.2 ca | mt123 2 ib | mt123 5.12 ic | mt123 5.2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 0.08 | 0.04 | 0.18 | 0.01 | -0 | 0.02 | 0.11 | -0 | 0.10 | 0.01 | 0.12 | 0.04 |
| $TiO_2$ : | 0.10 | 20.79 | 19.06 | 46.89 | 49.38 | 47.39 | 0.21 | 0.33 | 0.40 | 0.18 | 0.02 | 0.15 |
| $Al_2O_3$ : | 0.43 | 0.27 | 0.21 | 0.02 | -0 | -0 | 0.13 | 0.24 | 0.23 | 0.11 | -0 | 0.12 |
| $Cr_2O_3$ : | 1.41 | 0.07 | 0.13 | 0.12 | -0 | 0.07 | 0.38 | 0.36 | 0.37 | ---- | 0.04 | 0.14 |
| $FeO_{tot}$: | 90.90 | 74.84 | 77.31 | 47.03 | 47.49 | 49.41 | 85.40 | 89.33 | 88.22 | 93.19 | 92.08 | 92.60 |
| MnO : | 0.01 | 0.19 | 0.21 | 3.55 | 0.13 | 1.77 | 0.05 | 0.12 | 0.16 | 0.06 | 0.02 | 0.07 |
| NiO : | 0.03 | ---- | 0.13 | 0.10 | 0.06 | 0.01 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | ---- | ---- | ---- |
| MgO : | 0.01 | 0.09 | -0 | 0.04 | -0 | 0.10 | -0 | 0.07 | 0.01 | -0 | -0 | 0.07 |
| SUM : | 92.97 | 96.29 | 97.23 | 97.76 | 97.06 | 98.77 | 86.33 | 90.49 | 89.52 | 93.55 | 92.28 | 93.19 |
| $Fe_2O_3^c$: | 66.40 | 27.77 | 31.66 | 9.58 | 3.64 | 9.73 | 62.67 | 65.70 | 64.56 | 68.77 | 67.98 | 68.37 |
| $FeO^c$ : | 31.16 | 49.85 | 48.82 | 38.41 | 44.21 | 40.66 | 29.01 | 30.21 | 30.13 | 31.31 | 30.91 | 31.08 |
| Total : | 99.63 | 99.07 | 100.40 | 98.72 | 97.42 | 99.75 | 92.61 | 97.07 | 95.99 | 100.44 | 99.09 | 100.04 |

# Tab. IVf: MIKROSONDENANALYSEN der ERZPHASEN *mt 123 – mt 352*

| PROBE : | mt123 | mt123 | i1152 | mt152 | mt152 | i1167 | i1224 | i1224 | i1224 | i1224 | i1224 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 5.3 ia1 | 5.3 ia2 | 5 ib | 5 ia1 | 5 ia2 | 6 co | 3 cb | 4 co1 | 4 co2 | 5 ib1 | 5 ib2 |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 0.04 | 0.09 | -0 | 0.07 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | -0 | -0 | 0.02 |
| $TiO_2$ : | 1.11 | 0.07 | 48.30 | 0.15 | 0.16 | 46.99 | 42.09 | 44.89 | 43.26 | 39.15 | 40.81 |
| $Al_2O_3$ : | 0.12 | 0.03 | -0 | 0.24 | 0.12 | 0.25 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.02 |
| $Cr_2O_3$ . | ---- | 0.16 | ---- | ---- | ---- | -0 | 0.07 | ---- | 0.12 | 0.12 | 0.06 |
| $FeO_{tot}$: | 92.83 | 92.88 | 50.60 | 92.00 | 91.24 | 50.69 | 53.59 | 51.34 | 53.53 | 55.92 | 54.78 |
| MnO : | o.13 | 0.06 | 0.20 | 0.31 | -0 | 0.60 | 0.77 | 1.00 | 1.00 | 0.80 | 0.84 |
| NiO : | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | -0 | ---- | -0 | 0.03 | 0.01 |
| MgO : | -0 | 0.05 | 0.09 | -0 | 0.02 | 0.15 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.08 |
| SUM : | 94.23 | 93.34 | 99.19 | 92.77 | 91.56 | 98.71 | 96.62 | 97.36 | 98.03 | 96.11 | 96.62 |
| $Fe_2O_3^c$: | 67.26 | 68.60 | 8.37 | 67.94 | 67.31 | 10.31 | 18.45 | 13.40 | 17.54 | 24.09 | 21.18 |
| $FeO^c$ : | 32.31 | 31.15 | 43.07 | 30.86 | 30.67 | 41.42 | 36.99 | 39.28 | 37.74 | 34.24 | 35.72 |
| Total : | 100.97 | 100.21 | 99.99 | 99.57 | 98.30 | 99.75 | 98.47 | 98.70 | 99.78 | 98.52 | 98.74 |

| PROBE : | i1224 | i1224 | i1224 | i1224 | i1224 | mt224 | i1228 | i1228 | i1228 | mgh228 | mt228 | i1243 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 5 ib3 | 5 ib4 | 6.1 cc1 | 6.1 cc2 | 6.1 cp | 6.1 ip | 1 cc | 1 ic | 6 | 1 ic | 8.1 | 7 ib |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | -0 | 0.02 | 0.10 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.13 | 1.01 | 0.04 | 0.01 | 0.52 | 0.90 |
| $TiO_2$ : | 39.56 | 43.38 | 38.77 | 40.00 | 40.66 | 9.22 | 56.84 | 44.24 | 54.18 | 0.21 | 0.26 | 47.06 |
| $Al_2O_3$ : | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.18 | 0.06 | 0.63 | 0.06 | 0.32 | -0 | 0.07 | 0.35 | 0.98 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.15 | 0.06 | 0.41 | 0.25 | 0.22 | 1.00 | 0.21 | 0.15 | 0.05 | 0.71 | 2.06 | 0.01 |
| $FeO_{tot}$: | 56.19 | 52.50 | 56.11 | 55.06 | 55.60 | 84.43 | 40.74 | 46.11 | 44.57 | 89.22 | 90.88 | 37.26 |
| MnO : | 0.84 | 0.86 | 0.82 | 0.96 | 0.81 | 0.15 | 0.22 | 3.45 | 0.02 | 0.07 | 0.01 | 8.47 |
| NiO : | 0.01 | -0 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.07 | -0 | 0.02 | 0.01 | -0 | 0.03 | 0.01 |
| MgO : | -0 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.11 | 0.16 | 0.05 | 1.58 | 0.02 | -0 | 0.18 | 1.18 |
| SUM : | 96.77 | 96.94 | 96.33 | 96.57 | 97.53 | 95.70 | 98.25 | 96.88 | 98.89 | 90.29 | 94.29 | 95.87 |
| $Fe_2O_3^c$: | 23.87 | 16.07 | 24.55 | 22.38 | 22.31 | 49.89 | ---- | 12.73 | ---- | 65.57 | 65.43 | 5.07 |
| $FeO^c$ : | 34.71 | 38.04 | 34.02 | 34.93 | 35.52 | 39.54 | 40.74 | 34.66 | 44.57 | 30.22 | 32.01 | 32.70 |
| Total : | 99.16 | 98.55 | 98.79 | 98.82 | 99.76 | 100.70 | 98.25 | 98.16 | 98.89 | 96.86 | 100.85 | 96.38 |

| PROBE : | mgh243 | mgh243 | mgh243 | mt243 | i1246 | mt246 | mt246 | i1278 | i1278 | i1278 | i1278 | i1278 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 4.1 | 4.2 ib | 4.3 cb | 8 ip | 8 ib | 1 ic1 | 1 ic2 | 10.1 | 10.2 cc | 13 | 14 ic | 15 cc |
| (Wt%) | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 0.61 | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | -0 | 0.09 | 0.04 | 0.05 | 0.04 |
| $TiO_2$ : | 0.06 | 0.18 | 0.12 | 0.13 | 39.43 | 0.17 | 0.56 | 45.71 | 43.67 | 43.24 | 42.31 | 44.38 |
| $Al_2O_3$ : | 0.39 | 0.01 | 0.12 | 0.14 | -0 | 0.72 | 0.50 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.10 | 0.11 | 0.05 | 0.32 | ---- | ---- | ---- | 0.21 | 0.30 | 0.17 | 0.45 | 0.22 |
| $FeO_{tot}$: | 87.36 | 89.39 | 88.54 | 90.80 | 57.17 | 90.43 | 91.70 | 50.66 | 53.86 | 53.94 | 55.00 | 52.91 |
| MnO : | 0.04 | 0.04 | 0.04 | -0 | 0.03 | -0 | 0.10 | 1.07 | 0.79 | 0.60 | 0.75 | 1.00 |
| NiO : | 0.05 | -0 | 0.06 | 0.01 | ---- | ---- | ---- | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.01 | 0.05 |
| MgO : | 0.12 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.12 | 0.10 | -0 | 0.09 | 0.08 | 0.18 | 0.02 | 0.14 |
| SUM : | 88.73 | 89.77 | 88.96 | 91.56 | 96.83 | 91.50 | 92.95 | 97.83 | 98.90 | 98.28 | 98.63 | 98.53 |
| $Fe_2O_3^c$: | 63.55 | 65.97 | 65.44 | 66.82 | 24.30 | 66.39 | 66.85 | 12.04 | 17.22 | 17.78 | 19.67 | 15.55 |
| $FeO^c$ : | 30.18 | 30.03 | 29.66 | 30.67 | 35.31 | 30.69 | 31.55 | 39.83 | 38.37 | 37.94 | 37.30 | 38.64 |
| Total : | 97.10 | 96.38 | 95.52 | 98.25 | 99.27 | 98.15 | 99.65 | 99.04 | 100.63 | 100.06 | 100.60 | 100.08 |

| PROBE : | i1278 | i1278 | mt278 | mt278 | mt278 | i1352 | mt352 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 16 ip | 17 cc | 12.1 | 12.2 | 12.3 | 4 ib | 5 ca |
| (Wt%) | | | | | | | |
| $SiO_2$ : | 0.04 | 0.04 | 0.22 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| $TiO_2$ : | 43.53 | 43.81 | 0.47 | 9.05 | 16.32 | 56.48 | 0.03 |
| $Al_2O_3$ : | -0 | 0.04 | 0.46 | 0.31 | 0.21 | -0 | 0.17 |
| $Cr_2O_3$ : | 0.25 | 0.16 | 2.41 | 2.02 | 1.96 | ---- | ---- |
| $FeO_{tot}$: | 52.91 | 51.60 | 90.04 | 81.80 | 78.00 | 41.61 | 93.37 |
| MnO : | 0.96 | 0.88 | -0 | 0.07 | 0.32 | 0.16 | 0.19 |
| NiO : | 0.01 | 0.08 | 0.21 | 0.10 | 0.10 | ---- | ---- |
| MgO : | 0.13 | 0.06 | 0.08 | -0 | 0.03 | 0.01 | -0 |
| SUM : | 97.83 | 96.67 | 93.89 | 93.40 | 96.95 | 98.27 | 93.78 |
| $Fe_2O_3^c$: | 16.60 | 14.71 | 64.86 | 47.71 | 35.58 | ---- | 69.15 |
| $FeO^c$ : | 37.98 | 38.37 | 31.67 | 38.87 | 45.98 | 41.61 | 31.14 |
| Total : | 99.50 | 98.15 | 100.38 | 98.18 | 100.51 | 98.27 | 100.70 |

## LEBENSLAUF

| | |
|---|---|
| Name | Stefan Weiss |
| Geboren am<br>in | 16. August 1955<br>München |
| Eltern | Dr. Karl Günther Weiss, Rechtsanwalt<br>Elisabeth Weiss, geb. Fried, Hausfrau |
| Schulen | 1961 – 1965 Volksschule in München<br>1965 – 1975 O.v.Miller – Gymnasium in München |
| Studium | WS 1975 – SS 1981 Geologie an der Universität München<br><br>1978 Vordiplom<br>1981 Diplom<br>1982 – dto. wissenschaftl. Mitarbeiter am *Institut für Mineralogie und Petrographie* der Universität München. |
| Heirat | 1985, Claudia Weiss, geb. Fuchs. |